

MAURICIO ALMEIDA NOERNBERG

**PROCESSOS MORFODINÂMICOS NO COMPLEXO ESTUARINO DE
PARANAGUÁ – PARANÁ – BRASIL: UM ESTUDO A PARTIR DE
DADOS *IN SITU* E LANDSAT-TM**

**Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação
em Geologia - Área de Concentração: Geologia
Ambiental, Setor de Ciências da Terra da
Universidade Federal do Paraná, como
requisito parcial à obtenção do grau de Doutor.**

Orientador: Dr. Eduardo Marone

**Co-orientadores: Dr. Rodolfo José Angulo
Dr.^a Evelyn M. L. M. Novo**

**CURITIBA
2001**

TERMO DE APROVAÇÃO

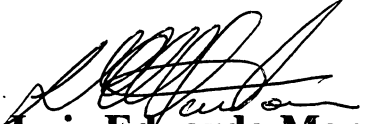
Mauricio Almeida Noernberg

**“PROCESSOS MORFODINÂMICOS NO COMPLEXO
ESTUARINO DE PARANAGUÁ – PARANÁ: UM ESTUDO A
PARTIR DE DADOS *IN SITU* DE LANDSAT-TM”.**

**Tese de Doutorado aprovada como requisito parcial para obtenção
do grau de Doutor no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área
de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal
do Paraná, pela Comissão formada pelos Professores:**


Prof. Dr. Jorge Centeno


Prof. Dr. José Maria Landim Dominguez


Prof. Dr. Luiz Eduardo Mantovani


Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Junior


Prof. Dr. Eduardo Marone
Presidente

Curitiba, 04 de julho de 2001

*Dedico este trabalho à
minha esposa Cláudia e meu filho Leonardo pelo
amor, compreensão e carinho.*

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Eduardo Marone pela orientação, amizade, por incentivar o livre pensar e pela oportunidade de realizar este trabalho.

À Dra. Evlyn M.L.M. Novo e ao Dr. Rodolfo José Angulo pelo apoio e orientação.

Ao Covênio APPA-CEM (Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina – Centro de Estudos do Mar) pela concessão de bolsa de estudos e pelo suporte durante a realização deste trabalho.

Ao Dr. Paulo da Cunha Lana e ao Dr. Jorge Centeno, membros da banca de qualificação, pelas correções e sugestões.

Aos colegas Georgina Martins, Clécio J. L. de Quadros, Luiz Fernando C. Lautert, Alessandra Mantovanelli, Vicente P. Prata, Sonja Kisin, Murilo S. Klingenfuss, Nilva Brandini, Rosinei do Vale, Andrezza Steudel, Alfredo B. Duarte e Marcelo Lamour que participaram voluntariamente das campanhas de coleta de dados.

Aos colegas Georgina Martins, Nilva Brandini, Marinice Canova e Rogério Quarezemim que auxiliaram na filtragem e pesagem das amostras.

Às colegas Nilva Brandini e Marinice Canova pelas análises de clorofila.

À Dra. Eunice C. Machado, chefe do Laboratório de Biogeoquímica, pela disponibilização da infra-estrutura do laboratório.

Aos barqueiros Josias T. da Silva, Abrão P. de Campos, José Serafim e André Joineau.

Aos professores, funcionários, colegas e amigos do CEM, em especial aos dos Laboratórios de Física Marinha e de Oceanografia Geológica, que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

À Cláudia de Geus Noernberg pelo auxílio na língua portuguesa e na organização das referências bibliográficas.

À minha família.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
Prefácio.....	xiii
 CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	 1
1.1 O SISTEMA COSTEIRO: UM ENFOQUE MORFODINÂMICO	1
1.2 INTRODUÇÃO AO PROBLEMA.....	6
1.3 OBJETIVOS	8
1.3.1 Objetivos Específicos.....	8
1.4 MÉTODOS E DADOS	9
 CAPÍTULO II - ÀREA DE ESTUDO	 11
2.1 CARACTERIZAÇÃO.....	11
 CAPÍTULO III - A VARIABILIDADE NOS EIXOS SUL-NORTE E LESTE-OESTE DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ	 23
3.1 INTRODUÇÃO	23
3.2 MATERIAL E MÉTODO.....	24
3.2.1 Representações Gráficas.....	27
3.3 RESULTADOS.....	29
3.3.1 Variações Meteorológicas	29
3.3.2 Variação Espacial dos Indicadores Dinâmicos em um dado Instante de Maré	32
3.3.3 Variação Temporal dos Indicadores Dinâmicos	39
3.3.4 Variação Espaço-Temporal dos Indicadores Dinâmicos.....	47
3.4 CONCLUSÃO	58
 CAPÍTULO IV - MONITORAMENTO DA EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DA LINHA DE COSTA NA DESEMBOCADURA DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ A PARTIR DE IMAGENS LANDSAT-TM.....	 60
4.1 INTRODUÇÃO	60
4.2 MÉTODO	61
4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	64
4.4 CONCLUSÃO	80

CAPÍTULO V - INTERAÇÃO ESTUÁRIO - PLATAFORMA RASA	82
5.1 INTRODUÇÃO	82
5.2 MATERIAL E MÉTODO	86
5.2.1 Correntometria	86
5.2.2 A Imagem Landsat-7	88
5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	89
5.3.1 Correntometria no Canal de Acesso Marítimo ao CEP	89
5.3.2 Condição Meteorológica e de Maré no Momento da Aquisição da Imagem	94
5.3.3 Refração das Ondas na Desembocadura da Baía de Paranaguá	95
5.3.4 Células de Circulação Costeira	98
5.3.5 Frente de Mistura Regulada pela Maré	101
5.3.6 Caracterização Ótica do CEP e Região Costeira Adjacente	105
5.4 CONCLUSÃO	110
 CAPÍTULO VI - CONSIDERAÇÕES FINAIS	 113
 REFERÊNCIAS	 120
 APÊNDICE I	 128
APÊNDICE II	179

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1 - PARÂMETROS AMOSTRADOS, EQUIPAMENTOS E MÉTODOS UTILIZADOS	27
TABELA 4.1 - VARIAÇÃO DA ÁREA - ΔA (km ²).	74
TABELA 4.2 - VARIAÇÃO DA ÁREA ACUMULADA - ΔAC (km ²).	75
TABELA 5.1 - CARACTERÍSTICAS DO FUNDEIO NO PAR DE BÓIAS SINALIZADORAS 3-4.....	87
TABELA 6.1 - CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS ESTUARINOS E COSTEIROS RELACIONADOS A TRANSPORTE DE SEDIMENTOS IDENTIFICADOS NO CEP E REGIÃO COSTEIRA ADJACENTE	119

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1	- ESTÁGIOS DE DISPERSÃO DOS SEDIMENTOS FLUVIAIS NO SISTEMA COSTEIRO	3
FIGURA 1.2	- DIAGRAMA ILUSTRANDO OS COMPARTIMENTOS IDEALIZADOS E SUAS RELAÇÕES EM UM SISTEMA MORFODINÂMICO COSTEIRO	6
FIGURA 1.3	- RESUMO ESQUEMÁTICO DOS DADOS UTILIZADOS NO ESTUDO	10
FIGURA 2.1	- O COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ.....	13
FIGURA 2.2	- DISPERSÃO DE SÓLIDOS ORGÂNICOS E INORGÂNICOS EM RELAÇÃO AO TOTAL DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO NA BAÍA DE PARANAGUÁ	16
FIGURA 2.3	- MAPA DE DISTRIBUIÇÃO a) DE MATÉRIA ORGÂNICA NO SEDIMENTO, b) DO TIPO DE SEDIMENTO NO CEP	20
FIGURA 3.1	- DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS NOS EIXOS L-O E S-N	25
FIGURA 3.2	- MÉDIAS MENSAIS DA TEMPERATURA DO AR EM PONTAL DO SUL, E MÉDIAS MENSAIS DE 29 ANOS EM PARANAGUÁ	30
FIGURA 3.3	- PRECIPITAÇÃO TOTAL MENSAL EM PONTAL DO SUL, E MÉDIAS MENSAIS DE 29 ANOS EM PARANAGUÁ.....	30
FIGURA 3.4	- PRESSÃO ATMOSFÉRICA MENSAL MÉDIA EM PONTAL DO SUL	31
FIGURA 3.5	- MÉDIA MENSAL DA INTENSIDADE E DIREÇÃO DOS VENTOS EM PONTAL DO SUL.....	31
FIGURA 3.6	- REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 23/03/99 - EIXO L-O.....	33
FIGURA 3.7	- REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 23/03/99 - EIXO S-N.....	34
FIGURA 3.8	- REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 27/07/99 - EIXO L-O.....	37
FIGURA 3.9	- REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 27/07/99 - EIXO S-N.....	38
FIGURA 3.10	- VARIAÇÃO TEMPORAL DA SALINIDADE NOS EIXOS L-O E S-N.	40

FIGURA 3.11 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA ESTRATIFICAÇÃO NOS EIXOS L-O E S-N.....	41
FIGURA 3.12 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA DENSIDADE NOS EIXOS L-O E S-N..	42
FIGURA 3.13 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA NOS EIXOS L-O E S-N	43
FIGURA 3.14 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA PROFUNDIDADE SECCHI NOS EIXOS L-O E S-N	44
FIGURA 3.15 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA CLOROFILA NOS EIXOS L-O E S-N...	44
FIGURA 3.16 - VARIAÇÃO TEMPORAL DO MPS NOS EIXOS L-O E S-N	46
FIGURA 3.17 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA ABSORÇÃO DA LUZ ($\lambda_{360 \text{ nm}}$) NOS EIXOS L-O E S-N	46
FIGURA 3.18 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA TURBIDEZ NOS EIXOS L-O E S-N.....	47
FIGURA 3.19 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA SALINIDADE: a) EIXO L-O b) EIXO S-N.....	49
FIGURA 3.20 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TEMPERATURA: a) EIXO L-O b) EIXO S-N	50
FIGURA 3.21 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA DENSIDADE: a) EIXO L-O b) EIXO S-N.....	51
FIGURA 3.22 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TURBIDEZ NO EIXO L-O....	52
FIGURA 3.23 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO: a) EIXO L-O b) EIXO S-N.....	54
FIGURA 3.24 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA CLOROFILA a : a) EIXO L-O b) EIXO S-N	55
FIGURA 3.25 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA PROFUNDIDADE SECCHI: a) EIXO L-O b) EIXO S-N	56
FIGURA 3.26 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA ABSORÇÃO $\lambda_{360 \text{ nm}}$: a) EIXO L-O b) EIXO S-N	57
FIGURA 4.1 - METODOLOGIA UTILIZADA NA OBTENÇÃO DA LINHA PRAIAL SUPERIOR ESPECTRAL	63
FIGURA 4.2 - VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR ESPECTRAL NA MARGEM SUL DO CEP ENTRE 1985 E 2000	67
FIGURA 4.3 - VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA ENTRE JANEIRO DE 1999 E JUNHO DE 2000 NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL	69

FIGURA 4.4	- VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR ESPECTRAL NA PRAIA DO FAROL ENTRE 1985 E 2000.....	70
FIGURA 4.5	- VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR ESPECTRAL NA MARGEM NORTE DO CEP ENTRE 1985 E 2000....	72
FIGURA 4.6	- VARIAÇÃO DE ÁREA ENTRE A AQUISIÇÃO DAS IMAGENS	76
FIGURA 4.7	- VARIAÇÃO MENSAL MÉDIA E MÁXIMA DA INTENSIDADE DO VENTO NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL.....	76
FIGURA 4.8	- FREQUÊNCIA ANUAL DAS DIREÇÕES DO VENTO NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL	77
FIGURA 4.9	- VARIAÇÃO DO ÍNDICE MULTIVARIADO ENSO (MEI)	78
FIGURA 4.10	- VARIAÇÃO DA ÁREA ACUMULADA ENTRE 1985 E 2000	79
FIGURA 4.11	- TAXA DE VARIAÇÃO DE ÁREA ENTRE 1985 E 2000.....	80
FIGURA 5.1	- VARIAÇÃO DA TEMPERATURA DA ÁGUA NO CANAL DE ACESSO AO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ.....	89
FIGURA 5.2	- VARIAÇÃO DOS VETORES DE CORRENTES NO CANAL DE ACESSO AO CEP ENTRE 16/04/97 E 17/06/97	90
FIGURA 5.3	- VETOR PROGRESSIVO NO CANAL DE ACESSO AO CEP ENTRE 16/04/97 E 17/06/97.....	91
FIGURA 5.4	- DECOMPOSIÇÃO DOS VETORES VELOCIDADE NO SENTIDO NW-SE (TRANSVERSAL À COSTA) E SW-NE (PARALELO À COSTA).....	93
FIGURA 5.5	- TEMPERATURA DO AR MÉDIA E PRESSÃO ATMOSFÉRICA MÉDIA.....	94
FIGURA 5.6	- INTENSIDADE E DIREÇÃO MÉDIAS DO VENTO	94
FIGURA 5.7	- COMPORTAMENTO DA MARÉ EM PARANAGUÁ E GALHETA.....	95
FIGURA 5.8	- TREM DE ONDAS NA ISÓBATA DE 20 METROS.....	96
FIGURA 5.9	- DIAGRAMA DE REFRAÇÃO PARA ONDAS COM DIREÇÃO DE PROPAGAÇÃO DE 115°	97
FIGURA 5.10	- CORRENTES DE RETORNO ATUANDO NO ARCO PRAIAL ENTRE MATINHOS E PONTAL DO SUL DETECTADAS POR IMAGEM LANDSAT-7 (BANDA 3); a) CORRENTES DE RETORNO “EROSIVAS”.....	100

FIGURA 5.11 - MODELO DE FRENTE DE SUPERFÍCIE SIMULADA EM LABORATÓRIO.....	102
FIGURA 5.12 - FRENTE DE SUPERFÍCIE DETECTADA POR IMAGEM LANDSAT-7 (BANDA 3) NA PARTE NORTE DA DESEMBOCADURA DO CEP	103
FIGURA 5.13 - VETOR PROGRESSIVO REFERENTE A PERÍODO DE 30 HORAS DE MARÉ DE SIZÍGIA NAS BÓIAS SINALIZADORAS 3-4	103
FIGURA 5.14 - PROCESSOS ESTUARINOS E COSTEIROS NO LITORAL PARANAENSE VISUALIZADOS EM IMAGEM LANDSAT-7 - COMPOSIÇÃO COLORIDA (PORÇÃO DE ÁGUA R-3, G-2, B-1; PORÇÃO DE TERRA R-5, G-PC1, B-2).....	108

RESUMO

A análise morfodinâmica do sistema costeiro aborda os processos causadores e transformadores de feições morfológicas, bem como as forças geradoras desses processos e seus mecanismos de interação. A grande variabilidade espacial e temporal dos processos costeiros e estuarinos é um desafio para o entendimento geral tanto da frequência quanto da magnitude desses processos, bem como de seu grau de influência no transporte e balanço de sedimentos, na morfologia costeira e nos processos ecológicos. A capacidade de análise sinóptica das imagens de satélite, dados históricos e obtidos *in situ*, e o potencial de análise espacial do geoprocessamento, foram empregados na identificação e compreensão dos processos morfodinâmicos no Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e região costeira adjacente. O CEP possui dois eixos principais (L-O e N-S), cujas condições ambientais (salinidade, temperatura, correntes, sólidos em suspensão, turbidez e clorofila) foram monitoradas mensalmente durante 26 meses. O eixo L-O, comparado ao eixo N-S, apresenta maior produtividade primária e sofre maior influência da bacia de drenagem. Os processos estuarinos, mais importantes, relacionados ao transporte de sedimentos são o aporte de sedimentos fluviais, de escala temporal sazonal e episódica, e a zona de máxima turbidez, a qual é regulada pela maré de sizígia. Nas margens arenosas da desembocadura do CEP, a evolução da linha de costa foi monitorada, entre 1985 e 2000, por oito imagens do satélite Landsat, as quais se mostraram úteis para tal finalidade. As alterações morfológicas apresentam padrões diferenciados de resposta, em diferentes locais da desembocadura, sob a ação das forçantes (ondas, correntes e ventos). As alterações de maior magnitude estão relacionadas à modificação no padrão anual de ventos, que por sua vez influi no estado de agitação do mar, sendo a intensificação de ventos dos quadrantes Sul e Sudeste indutora de processos erosivos. Há indícios de que estas alterações no padrão de ventos e a conseqüente variação na linha de costa estejam vinculadas ao momento de inversão entre os eventos El Niño-La Niña. O comportamento das correntes na região costeira foi descrito, e o transporte de sedimentos por tração foi estimado, utilizando dados obtidos por correntômetro eletromagnético no canal de acesso ao CEP. A deriva litorânea foi confirmada como sendo preferencialmente para Norte. O transporte por tração dos sedimentos de fundo ocorre transversalmente e longitudinalmente à linha de costa. As correntes de maré são as causadoras do transporte transversal à costa, o qual predomina no sentido costa afora. O transporte longitudinal à costa ocorre quase exclusivamente em momentos de intensa energia de ondas e preferencialmente para Norte. Uma imagem Landsat-7 foi obtida em um desses momentos de intensa energia, geralmente ocasionados devido à entrada de frentes meteorológicas, onde três tipos de processos costeiros (pluma estuarina, correntes de retorno e frente de superfície), relacionados a transporte de sedimentos, puderam ser descritos. A pluma estuarina, intensificada pela ressuspensão dos sedimentos de fundo, ultrapassou a isóbata dos 20 metros. Correntes de retorno erosivas foram vinculadas a um processo de circulação de maior magnitude, envolvendo troca de propriedades entre a zona de surfe e a plataforma rasa. Fortes correntes de maré vazante de sizígia e a ressuspensão de sedimentos regularam o processo de evolução de uma frente de superfície de escala temporal de 30 horas e escala espacial da ordem de 10 km. Nesta frente foi observado transporte de sedimentos tanto transversalmente quanto ao longo da linha de costa. O CEP é particularmente vulnerável a eventos de grande energia que nele atuam, principalmente na escala temporal “evento” (dias a meses) e age como um fornecedor de propriedades (sedimentos, nutrientes, poluentes) para a plataforma rasa.

Palavras-chave: Morfodinâmica; Processos; Estuário; Zona Costeira; Transporte de Sedimentos; Monitoramento Ambiental; Landsat; Linha de Costa; Baía de Paranaguá.

ABSTRACT

The morphodynamic analysis of coastal systems can be applied to the study of processes that generate and transform morphologic features, as well as to understand the forcings of those processes and their interaction mechanisms. The great space and temporal variability of coastal and estuarine processes are a challenge for the general understanding of the frequency and magnitude of those processes, its influence on the sediment transport and budget, in the coastal morphology and ecological processes. The capacity of synoptic analysis of satellite images, historical data and *in situ* collected information, as well as the potential of geoprocessing for space analysis, were used in the identification and understanding of the morphodynamic processes in the Estuarine Complex of Paranaguá (CEP) and adjacent coastal area. The CEP has two main axes (E-W and N-S), whose environmental conditions (salinity, temperature, currents, suspended particulate matter, turbidity and chlorophyll) were monthly monitored during 26 months. The E-W axis compared to the N-S axis presents larger primary productivity and it suffers larger influence of the drainage basin. The more important estuarine processes are related to the transport of sediments, the contribution of fluvial sediments, and some episodic phenomena as well as other of seasonal scale. The maximum turbidity zone is regulated by the spring tide dynamic. In the sandy margins of the outlet of the CEP, the evolution of the coastline was monitored between 1985 and 2000 using eight Landsat images, which were shown useful for such purpose. The morphologic alterations showed differentiated patterns of response in different places of the outlet and under the action of the main acting forces (waves, currents and winds). The larger alterations are related to the modification in the annual pattern of winds, which influences the sea state. The intensification of winds of South and Southeast responsible for erosional processes. There are indications that these inter-annual alterations in the wind regime, and the consequent variation in the coastline, are linked to transition among the El Niño to La Niña events. The current behaviour in the coastal area was described, and the bedload transport of sediments was estimated using data obtained by electromagnetic currentmeters moored in the access channel of the CEP. The drift current was confirmed as being drive mainly to North. The bedload transport of the bottom sediments happens across and along the coastline. The tidal currents are responsible for the across-coast transport, which prevails in the seaward sense. The longitudinal transport happens almost exclusively in events of intense wave energy and mainly to the North. A Landsat-7 image was obtained in one of those moments of intense energy, generally due to the passage of meteorological fronts, where three types of coastal processes related to the sediment transport (estuarine plume, rip currents and surface front) could be described. The estuarine plume, intensified by the resuspension of the bottom sediments, surpassed the isobath of 20 meters. Erosional rip currents were linked to a larger magnitude circulation process, involving change of properties between the surf zone and the inner continental shelf. High flooding spring tidal currents and the sediments resuspension seems to regulate the evolutionary process of a surface front of temporary scale of around 30 hours and a space scale of the order of 10 km. In this front, sediment transport was observed obliquely as well as along the coastline. The CEP is particularly vulnerable to events of great energy that act in it, mainly in the "event" time scales (days to months) and it acts as an exporter of properties (sediments, nutrients, pollutants, etc.) for the inner continental shelf.

Key Words: Morphodynamic Processes; Estuary; Coastal Zone; Sediments Transport; Environmental Monitoring; Landsat; Coastline; Bay of Paranaguá.

Prefácio

Este estudo foi desenvolvido de acordo com a linha de pesquisa “Evolução e Dinâmica Costeira” do programa de Doutorado em Geologia da UFPR, com Área de Concentração em Geologia Ambiental. O suporte financeiro foi obtido através do convênio realizado entre a Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina e o Centro de Estudos do Mar - UFPR (Convênio APPA-CEM).

O estudo visa contribuir na identificação e compreensão de processos morfodinâmicos que ocorrem no Complexo Estuarino de Paranaguá e sua região costeira adjacente, utilizando tanto dados obtidos *in situ* quanto imagens do satélite Landsat-TM.

As limitações deste estudo, em relação ao esforço amostral na obtenção dos dados *in situ*, estão diretamente relacionadas à logística disponível. Já a disponibilidade de imagens de satélite, bem como a estrutura computacional para processá-las, foram conquistadas durante o desenvolvimento do mesmo.

Entende-se que, por diversas razões, um trabalho individual não consegue abranger toda a complexidade do sistema morfodinâmico costeiro, entre as quais a necessidade de uma logística de campo acima das possibilidades materiais disponíveis, e, também, tendo em vista que as escalas temporais de alguns processos superam em muito o tempo para a finalização de um estudo desta natureza. Poder-se-ia, então, concentrar o estudo num único processo, o que permitiria, no que diz respeito ao tempo e espaço, um conhecimento aprofundado dos fenômenos a ele relacionados. Porém, o mesmo ficaria desconexo do contexto geral do sistema morfodinâmico costeiro e de seus mecanismos de retroalimentação.

Desta forma, para esclarecer o sistema morfodinâmico com rigor científico se faz necessária uma visão holística, a qual requer conhecimento tanto dos processos e forçantes quanto de suas relações funcionais, bem como das técnicas de estudo.

Sendo assim, ao longo da leitura, encontrar-se-ão três trabalhos distintos, os quais, estão inseridos no sistema morfodinâmico costeiro.

O Capítulo I introduz o sistema morfodinâmico costeiro, como definido por WRIGHT (1995), apresentando o problema em questão e os objetivos do presente trabalho. Os conhecimentos a respeito da área de estudo são descritos no Capítulo II. No Capítulo III é inserida a questão da variabilidade estuarina no Complexo Estuarino de Paranaguá, onde é apresentada e discutida a variação espaço-temporal de parâmetros ambientais ao longo dos dois principais eixos do complexo estuarino (N-S e L-O), monitorados durante 26 meses. No Capítulo IV é avaliado o potencial de uso de imagens Landsat-TM no monitoramento da evolução morfológica da linha de costa nas margens da desembocadura da baía de Paranaguá ao longo de 15 anos. O uso das imagens permitiu quantificar a variação morfológica das margens da desembocadura, e esta variação é discutida em relação às forçantes oceanográficas e meteorológicas atuantes no período. O Capítulo V avalia os processos de interação entre o estuário e a plataforma rasa adjacente. Também apresenta e discute os processos costeiros, detectados por satélite durante um evento de frente meteorológica e envolvidos no transporte de sólidos e sedimentos em suspensão, tais como: plumas de sedimentos, correntes de retorno, correntes de deriva e frentes de superfície. No Capítulo VI, os processos atuantes no sistema costeiro paranaense são resumidos de forma esquemática sob o enfoque morfodinâmico.

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1 O SISTEMA COSTEIRO: UM ENFOQUE MORFODINÂMICO

As regiões costeiras são ambientes extremamente dinâmicos, complexos e densamente povoados. As águas costeiras representam cerca de 8% da superfície da Terra, 25% da produtividade primária mundial e 90% da captura mundial de peixes (O OCEANO..., 1999), constituindo, assim, um sistema de magnitude considerável.

Estima-se que na superfície da Terra existam 440.000 km de linha de costa (INMAN e NORDSTROM, 1971) e que, ao longo desta linha, onde a superfície de oceanos e mares encontra as massas de terra, situam-se 65% das cidades com mais de 2,5 milhões de habitantes. Calcula-se que, em 1994, cerca de 37% (2,1 bilhões) da população mundial viviam a menos de 100 km da costa. Isto contribui para que 77% da poluição marinha tenham origem terrestre (O OCEANO..., 1999).

CARTER (1988) define o sistema costeiro como o espaço onde o ambiente terrestre influencia o ambiente marinho e vice-versa, havendo uma interação dinâmica entre a água doce, a água marinha, o sistema terrestre e a atmosfera. Este sistema é variável no tempo, bem como em sua extensão, sendo melhor interpretado como uma zona de mistura ou de ajuste. O fato das regiões costeiras representarem a interface oceano-continente justifica a sua vulnerabilidade a fenômenos globais, tais como: o efeito estufa, as alterações climáticas, o derretimento das calotas polares e o aumento do nível médio do mar que vem ocorrendo no planeta.

Inserido no sistema costeiro está o sistema estuarino, o qual, segundo KJERFVE (1990), é formado por três zonas que apresentam uma interação dinâmica entre si, sendo elas: i) a **zona de maré do rio**, que corresponde à parte fluvial com salinidade próxima a zero, mas ainda sujeita à influência da maré; ii) a **zona de**

mistura ou **zona estuarina** (segundo a definição clássica de estuário de CAMERON e PRITCHARD, 1963), que é onde ocorre a mistura da água doce da drenagem continental com a água do mar; e iii) a **zona costeira**, que corresponde à região costeira adjacente.

De modo geral, no sistema estuarino há uma convergência de fluxos de energia (e.g. bacia de drenagem, maré, ondas), a qual origina importantes processos dinâmicos, influenciando diretamente as atividades sócio-econômicas da região.

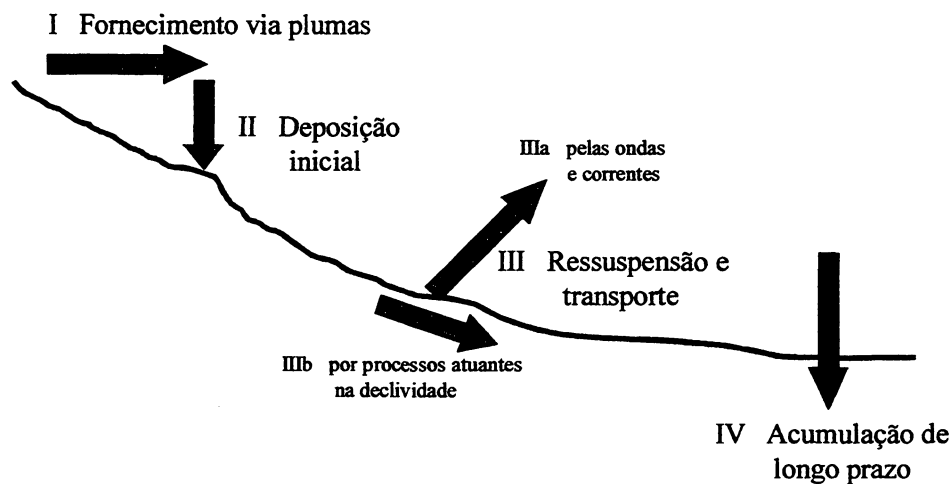
Entre estes processos dinâmicos inclui-se o balanço de sedimentos no sistema costeiro, o qual apresenta destacada importância social e ambiental. No entanto, alguns problemas podem advir da dinâmica dos sedimentos, tais como: alterações morfológicas devido à erosão e progradação de praias e planícies de marés, aumento na turbidez da água e conseqüente redução da produtividade primária devido à diminuição da penetração da luz na água, assoreamento de canais de acesso aos portos, entre outros.

Segundo WRIGHT (1995), as alterações na morfologia costeira podem ser sintetizadas pelos processos de acumulação (deposição) ou remoção (erosão) de sedimentos inconsolidados, ou, no caso de lamas, pelos processos de compactação, os quais podem provocar mudanças no volume da camada de sedimentos.

Os sedimentos trazidos pelos rios, de uma forma geral, são submetidos a ciclos de transporte, deposição e ressuspensão entre o tempo em que deixaram a cabeceira do rio e o tempo em que chegaram ao local de acumulação de longo prazo (10^3 anos) (WRIGHT, 1995).

Na dispersão dos sedimentos dos rios em direção ao mar, WRIGHT (1995) destaca a existência de quatro estágios (Figura 1.1). O estágio I envolve dispersão e desaceleração iniciais dos sedimentos fluviais carregados em direção ao mar através de plumas. O estágio II representa a deposição inicial dos sedimentos das plumas. No estágio III, os sedimentos são ressuspensos e transportados por forçantes oceanográficas, como correntes e ondas. Finalmente, no estágio IV, ocorre a acumulação de longo prazo dos sedimentos.

FIGURA 1.1 ESTÁGIOS DE DISPERSÃO DOS SEDIMENTOS FLUVIAIS NO SISTEMA COSTEIRO



FONTE: WRIGHT (1995)

Apesar dos estágios serem distintos em relação aos processos envolvidos, dois ou mais estágios podem, de fato, coexistir no tempo e no espaço. É comum que uma parcela dos sedimentos percorra distâncias consideráveis por décadas e até milênios antes de encontrar seu local de deposição final. O tempo real gasto e a distância percorrida dependem, primordialmente, do regime oceanográfico costeiro e da época de máxima descarga de sedimento do rio, em relação à época de máxima energia oceanográfica.

O processo de transporte de sedimentos é o mecanismo pelo qual os sedimentos são redistribuídos. Este processo depende de uma série de fatores, variáveis no tempo e no espaço, tais como: variações no regime de correntes, fontes potenciais de fluxo de sedimentos, rugosidade do fundo, tamanho do grão e ação das ondas sobre o fundo (TRENHAILE, 1997).

Os gradientes no transporte que causam alterações morfológicas ocorrem em uma hierarquia de escalas de tempo e espaço. As escalas de tempo das alterações morfológicas podem ser classificadas, segundo WRIGHT (1995), em “*instantânea*” (instantaneous), “*evento*” (event), “*médio-prazo*” (medium-term) e “*geológica*” (geological). A resposta “*instantânea*” envolve deposição ou erosão, ocorrendo em função da escala de tempo das forçantes (ciclo de onda, ciclo de maré), enquanto que a resposta da escala “*evento*” compreende a duração de uma tempestade, estação ou

inundação (dias a meses). As respostas de “*médio-prazo*” são, tipicamente, escalas de anos e décadas e envolvem a integração de múltiplos eventos. Na escala “*geológica*”, o regime dos processos e o nível médio do mar devem ser considerados não estacionários, e sua modelagem envolve alto grau de incerteza.

Quando a morfologia de ambientes sensíveis, como os estuários e a zona costeira, sofre mudanças com o tempo, a causa destas mudanças se deve a processos hidrodinâmicos. Desta forma, esta questão assume um caráter morfodinâmico.

O termo morfodinâmica, como sugerido por WRIGHT (1995), é usado para indicar a união de uma série de processos mutuamente interdependentes, envolvendo hidrodinâmica, morfologia do fundo e sequência de alterações.

A partir desta abordagem, pode-se levar em consideração todo o conjunto de formas erosivas e deposicionais, aliadas a processos hidrodinâmicos e estruturais na interface dos limites, bem como a processos de redistribuição de sedimentos. As questões referentes a padrões, seqüências e magnitudes de alteração desse conjunto de formas erosivas e deposicionais, e sua relação com as variações das condições ambientais, também estão inseridas nesta abordagem morfodinâmica.

A abordagem morfodinâmica (Figura 1.2), segundo WRIGHT (1995), envolve três tipos de análise:

- 1- Análise do caráter e variabilidade espaço-temporal das condições ambientais do sistema costeiro. A variabilidade temporal e geográfica das condições ambientais é responsável pelas variações nas características morfológicas básicas dos sistemas costeiros.

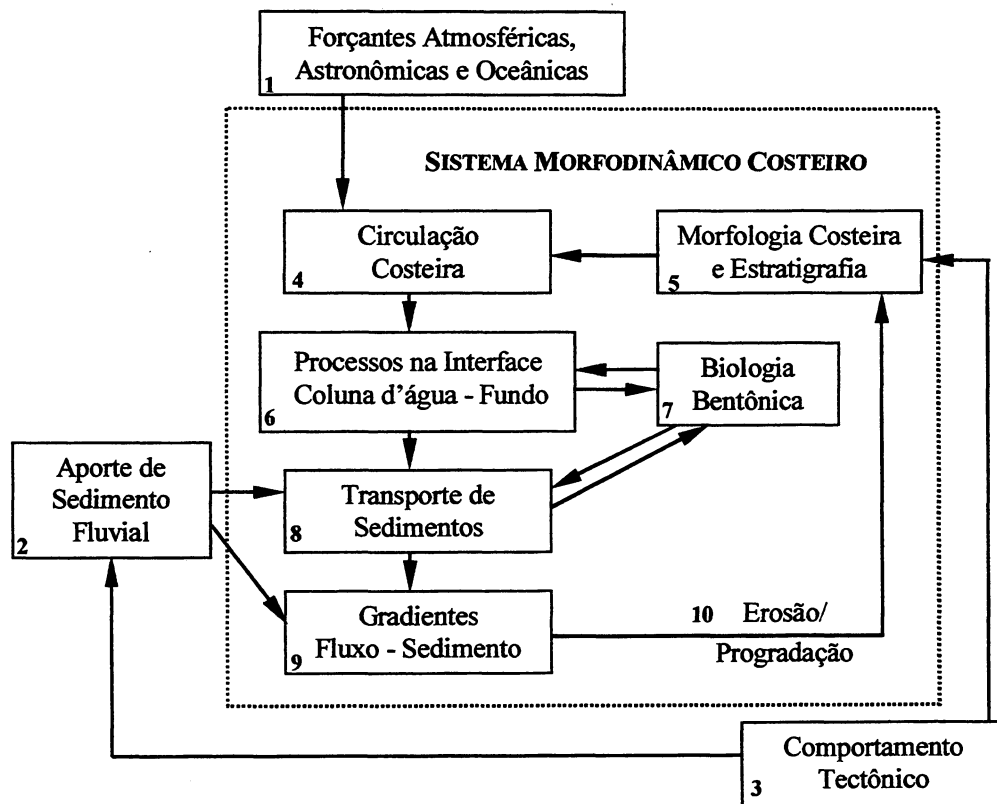
As condições ambientais incluem três fatores essenciais: i) o estado inicial dos limites sólidos, incluindo a geologia regional ou local, e o estado morfológico preexistente (ex. configuração da linha de costa); ii) a natureza e a abundância do material inconsolidado (sedimento) disponível para produzir uma resposta morfológica; e iii) a frequência, magnitude e capacidade das fontes de energia externas (ondas, maré, ventos, correntes, etc.) que entram no sistema e fornecem produtos de mudança e instabilidade.

- 2- Análise dos processos hidrodinâmicos de interação e transformação, que atuam para produzir alterações e padrões morfológicos observados. A dinâmica dos fluídos e os processos dinâmicos são a ligação causal pela qual as condições ambientais se alteram mutuamente, produzindo e modificando a morfologia. Estes processos dependem das fontes de energia externa que os regem (Figura 1.2). Desta forma, um processo morfodinâmico é definido como uma interação e alteração mútua entre morfologia e forças hidrodinâmicas, envolvendo o movimento de sedimentos.

Os processos morfodinâmicos são modelados normalmente como determinísticos e estocásticos. Os mecanismos de ligação podem ser explicados ou previstos pelos rígidos princípios da física, mas, pelo menos em curto prazo, seqüências de eventos podem exibir atributos aparentemente aleatórios (ex. a dissipação turbulenta de uma onda arrebatando ou a difusão do sedimento). Em um sistema costeiro típico, os processos morfodinâmicos aumentam na intensidade e complexidade com o decréscimo da profundidade e com a proximidade da costa.

- 3- Análise da evolução estratigráfica de curto e longo prazo que, em última análise, preservou morfologias e estratigrafias e que, progressivamente, altera a dinâmica do ambiente e a combinação dos processos. É por meio das seqüências evolutivas que: i) a herança de estágios anteriores é propagada para estágios seguintes, ii) as paisagens deposicionais tornam-se preservadas, e iii) as condições ambientais são alteradas. As alterações nos ciclos de praias são evoluções estratigráficas de curto prazo. O desenvolvimento de paisagem deltaica de grande escala é exemplo de evolução costeira de longo prazo.

FIGURA 1.2 - DIAGRAMA ILUSTRANDO OS COMPARTIMENTOS IDEALIZADOS E SUAS RELAÇÕES EM UM SISTEMA MORFODINÂMICO COSTEIRO



FONTE: WRIGHT (1995)

1.2 INTRODUÇÃO AO PROBLEMA

O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) é um importante sistema ambiental onde coexistem extensos manguezais preservados, atividades portuárias, concentrações urbanas, pesca artesanal e comercial, atividades de recreação e turismo.

A complexidade inerente deste sistema ambiental, além da diversidade de atividades existentes no CEP, demanda grande esforço no sentido de compreender sua estrutura e funcionamento, pois conciliar a busca de qualidade de vida pela população com o equilíbrio desse ecossistema não é uma tarefa simples.

Inúmeros trabalhos de investigação científica têm sido realizados e contribuem para o conhecimento das características biológicas, geológicas, químicas e físicas do CEP. Certamente, a Biologia é a área do conhecimento que reúne o maior número de investigações.

Contudo, o sistema costeiro paranaense, envolvendo o CEP, ainda carece de análises interdisciplinares mais detalhadas referentes aos processos, extremamente dinâmicos, de interação entre as águas doce, estuarina e marinha, o sistema terrestre e a atmosfera, e suas relações com a biota.

Considerando o exposto, a finalidade deste trabalho é apresentar uma análise do Complexo Estuarino de Paranaguá sob o enfoque morfodinâmico descrito na seção anterior. Esta análise aborda, em especial, os processos causadores e transformadores de feições morfológicas, bem como as forças geradoras desses processos e seus mecanismos de interação.

Tendo em vista que esta é uma questão que envolve processos que ocorrem em inúmeras escalas de tempo e espaço, este estudo prioriza os processos que venham a ocorrer em uma escala espacial que permita a análise dos mesmos a partir de imagens do satélite Landsat.

A decisão do uso de sensoriamento remoto para este estudo vem da capacidade de análise sinóptica proporcionada pelas imagens de satélite. O uso de sensoriamento remoto também possui uma capacidade de observação do sistema ambiental, a partir de dados de uma ampla região do espectro eletromagnético, superior à capacidade visual do observador humano e dos métodos de aquisição de dados *in situ*. Esta perspectiva permite a análise de padrões, tendências e interações sobre extensas áreas, e serve como excelente meio para direcionar esforços para interpolar ou extrapolar valores paramétricos obtidos extensivamente por estudos com dados *in situ* (SCHOTT, 1997). Outra característica do sensoriamento remoto é a continuidade de registro deste tipo de dado. O Landsat registra dados de uma mesma região a cada 16 dias. Isto faz com que existam séries temporais (desde 1972 para o sistema Landsat) de extensas áreas, permitindo, desta forma, a análise de alterações ao longo do tempo.

Outra ferramenta utilizada é o geoprocessamento, pois ele permite a análise espacial dos dados em diferentes cenários, o que favorece a interdisciplinaridade e também a análise integrada das informações provenientes de diferentes fontes.

Mesmo ciente da complexidade e da multidisciplinaridade que envolve a análise morfodinâmica do sistema costeiro, este trabalho pretende, dentro das limitações que lhe cabem, contribuir na resposta das seguintes questões:

- Como as características geomorfológicas, hidrodinâmicas e de transferência de energia do sistema costeiro influenciam nas características da água estuarina?
- Qual a resposta morfológica do sistema costeiro aos processos morfodinâmicos de escala de tempo maior que a maré?
- Quais são e como atuam os processos de interação entre o CEP e a região costeira adjacente?

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo é identificar e contribuir na compreensão dos processos morfodinâmicos atuantes no Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e zona costeira adjacente, bem como determinar a magnitude e frequência dos processos mais relevantes.

1.3.1 Objetivos Específicos

- Determinar a variação espaço-temporal de indicadores dinâmicos da água simultaneamente nos eixos Sul-Norte (S-N) e Leste-Oeste (L-O) do CEP.
- Avaliar a potencialidade de imagens Landsat-TM para o monitoramento da variação da linha de costa na desembocadura do CEP.
- Verificar se as respostas morfológicas das margens Sul e Norte do CEP são as mesmas sob a ação das forçantes oceanográficas e meteorológicas.
- Descrever e analisar os processos de refração de ondas, correntes de retorno, células de circulação e vórtices detectados pelo Landsat-TM7 em um evento de frente meteorológica.

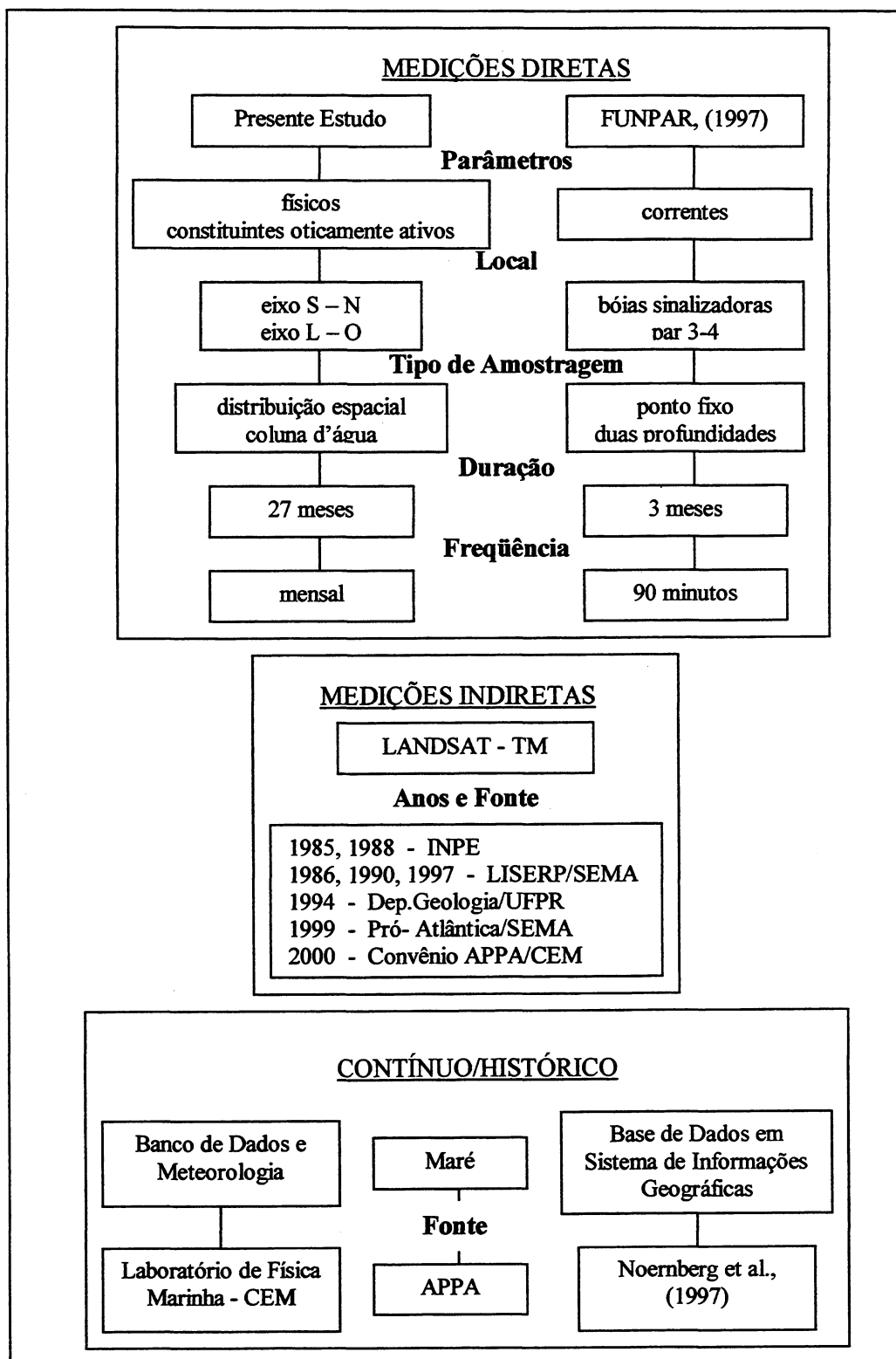
- Caracterizar os processos de interação entre o CEP e a plataforma rasa adjacente durante um evento de frente meteorológica.

1.4 MÉTODOS E DADOS

A complexidade e multidisciplinaridade do sistema morfodinâmico costeiro no CEP é abordada de forma holística, através de um conjunto de três trabalhos distintos. As metodologias específicas de cada trabalho são descritas separadamente em cada capítulo. No entanto, o geoprocessamento, através de um sistema de informações geográficas, é um método presente, com maior ou menor importância, em todos os capítulos.

Além da análise de informações de diversas fontes, este trabalho apresenta uma variedade de novos dados obtidos tanto por medidas *in situ* como remotamente (Figura 1.3). A obtenção destes novos dados é resultado da realização de dois anos de campanhas de medições de indicadores dinâmicos da água ao longo do Complexo Estuarino de Paranaguá, e também, do processamento digital de oito imagens do satélite Landsat-TM.

FIGURA 1.3 - RESUMO ESQUEMÁTICO DOS DADOS UTILIZADOS NO ESTUDO



CAPÍTULO II

2. ÁREA DE ESTUDO

2.1 CARACTERIZAÇÃO

Tendo como base a classificação adotada no Macrodiagnóstico da Zona Costeira do Brasil (MMA/PNMA, 1998), o litoral paranaense insere-se na denominada Costa das Planícies Costeiras e Estuários, localizada entre São Vicente –SP e a Ponta do Vigia – SC. Esta costa compreende um largo embaçamento e um litoral retificado de longos arcos de praia, largas planícies costeiras e importantes estuários, como os de Santos e Cananéia, em São Paulo, Paranaguá e Guaratuba, no Paraná, e São Francisco do Sul, em Santa Catarina.

O litoral do Paraná está bem descrito em sua geografia física e geologia nos trabalhos de MAACK (1968) e BIGARELA et al. (1978). O litoral é separado do Primeiro Planalto Paranaense pelas escarpas abruptas da Serra do Mar que se sobressaem algumas centenas de metros acima do nível geral do Primeiro Planalto. Nestas áreas, as rochas são mais resistentes ao intemperismo, devido à sua composição de granito e rochas efusivas e sedimentares da Formação Guaratubinha (ANGULO, 1992).

ANGULO (1992) descreve os sedimentos da planície costeira como tendo duas origens: i) continental, com destaque para os sedimentos associados às encostas, tais como leques, talus, colúvios e sedimentos fluviais. Estes depósitos continentais incluem duas unidades estratigráficas: a Formação Alexandra e a Formação Iquererim, descritas em BIGARELA et al. (1959 e 1961); ii) costeira, cujos sedimentos são formados por dois sistemas principais: o sistema costeiro (terraços marinhos), subdividido em dunas, depressões, intercordões e praias, e o sistema estuarino,

subdividido em planícies de maré, fundos rasos, deltas de maré e sedimentos paleo-estuarinos.

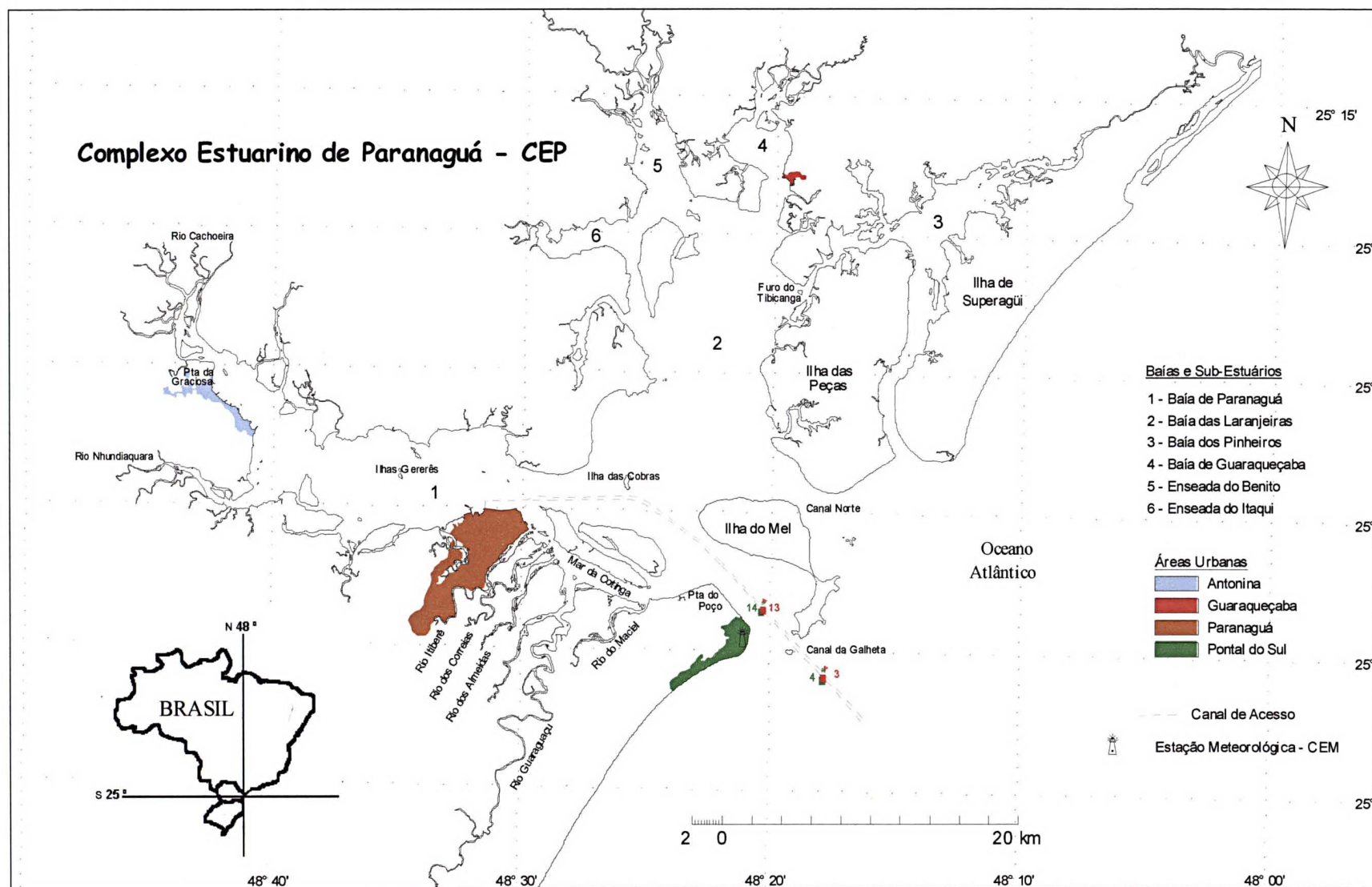
As características geomorfológicas e hidrográficas da região favoreceram o desenvolvimento da navegação, evidenciado pela presença dos portos de Antonina e Paranaguá, sendo este último o maior exportador de grãos do País. Contribuíram também para a construção de um terminal petrolífero e, mais recentemente, para a instalação de novos terminais privados. Nas margens do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) (Figura 2.1) vivem aproximadamente 154.605 pessoas (IBGE, 2001), distribuídas entre os municípios de Guaraqueçaba, Antonina e Paranaguá, que basicamente se desenvolveram em função e ao redor dos portos, sendo Paranaguá o município com maior concentração urbana.

A cobertura vegetal no litoral integra uma das áreas mais preservadas da Mata Atlântica Brasileira, sendo que as regiões menos devastadas situam-se nas bacias de drenagem das Baías dos Pinheiros, Laranjeiras e Guaraqueçaba, onde a cobertura vegetal varia entre 75 a 97,6% da área total (IPARDES, 1989; ANDRIGUETO et al., 1995; LIMA et al., 1998).

O clima é classificado como pluvial temperado, sempre úmido, com chuvas todos os meses do ano e temperatura média do mês mais quente maior que 22 °C (Cfa) (IPARDES, 1989). O regime de ventos é controlado pela influência da Alta do Atlântico Sul e pela passagem de sistemas frontais. Predominam ventos dos setores ENE, E, ESSE e SE, com intensidade média de 4 m/s. O sistema de brisa na região é bastante relevante, sendo detectadas amplitudes de até 2 m/s nos meses de novembro a março (CAMARGO e MARONE, 1995; CAMARGO, MARONE e SILVA DIAS, 1996).

As bacias de drenagem litorânea possuem um elevado potencial erosivo, decorrente da alta instabilidade natural dessas regiões de serras e morros, a qual é devida à acentuada declividade (maior que 45°), associada ao grande desnível entre o planalto e o nível do mar (ANGULO, 1992, OKA-FIORI e CANALI, 1998).

FIGURA 2.1 - O COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ



Segundo MANTOVANELLI (1999), o Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) recebe a drenagem de aproximadamente 70% da área da bacia hidrográfica litorânea do Estado do Paraná. Somente as bacias de Antonina e Paranaguá correspondem a 54% da drenagem do CEP, sofrendo, desta forma, uma maior influência do aporte de água doce continental.

As bacias hidrográficas de Antonina e Paranaguá apresentam deficiência hídrica no inverno, visto que neste período a evaporação é, em média, sete vezes superior à precipitação. No verão ocorre excedente hídrico, intensificando o aporte de água doce no estuário. O potencial de erosividade pela chuva é oito vezes superior ao do inverno.

O Rio Cachoeira apresenta-se como a maior fonte de água doce e material particulado em suspensão para o estuário, especialmente no inverno. Nos anos de 1997 e 1998 o Rio Cachoeira e o Rio Nhundiaquara somaram 82% do total do aporte no sistema estuarino, e o Rio Cachoeira contribuiu com 88% da carga de material particulado em suspensão (MPS). Ainda neste período, o aporte médio foi de 182 e 41 m³/s, respectivamente para o verão e o inverno, e uma carga de 355 ton/dia de material particulado em suspensão no verão e 88 ton/dia no inverno. A maior parcela da carga de MPS é introduzida no sistema estuarino em curtos períodos de tempo, registrando-se picos de concentração (MANTOVANELLI, 1999).

O Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), um estuário de planície costeira (ANGULO, 1992), possui dois eixos principais e uma complexa geometria: o eixo Leste-Oeste (L-O), representado pelas baías de Paranaguá e Antonina, e o eixo Sul-Norte (S-N, mais precisamente>NNL-SSO), representado pelas baías das Laranjeiras, Guaraqueçaba e Pinheiros, conectadas por diversos canais de maré. Existe uma grande diversidade de ambientes presentes no CEP, como planícies de maré, manguezais, marismas, baixios, canais de maré, praias arenosas e costões rochosos. O trabalho de NOERNBERG et al. (1997) permite estimar a área de manguezais no CEP, que é de aproximadamente 246,48 km², correspondendo a 80,4 % das áreas de mangues do litoral paranaense. A conexão com o oceano se dá através dos canais da Galheta, Norte

e Superagüi (Figura 2.1). A superfície líquida e o volume aproximado são de 612 km² e 2x10⁹ m³, respectivamente (KNOPPERS et al., 1987).

Com o desenvolvimento das atividades portuárias na região, veio a necessidade de aumento do calado dos canais que dão acesso ao porto de Paranaguá. Com isto, houve a desativação do Canal Norte e a abertura do Canal da Galheta, o qual necessita de dragagens periódicas para a manutenção do calado. O volume anual médio dragado é superior a 1.000.000 m³/ano (SOARES, ANGULO e LESSA, 1997).

O CEP, comparado a outros estuários de mesma importância, ainda é relativamente pouco estudado, sendo o eixo L-O a porção com maior quantidade de informação. Contudo, inúmeros esforços amostrais das propriedades dinâmicas e composicionais da água foram realizados no Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá, com enfoques variados e com objetivos biológicos, físicos, físico-químicos ou biogeoquímicos, destacando-se IPqM (1969), BRANDINI (1985), KNOPPERS, BRANDINI e THAMM (1987), BRANDINI, THAMM e VENTURA (1988), MARTINS (1994), REBELLO e BRANDINI (1990), BRANDINI e THAMM (1994), MARONE et al. (1995), LOPES (1997), MACHADO et al. (1997), MANTOVANELLI (1999).

As informações a respeito da circulação estuarina no CEP concentram-se no eixo L-O das Baías de Paranaguá e Antonina, onde a circulação é basicamente regida por correntes, com influência sazonal do aporte fluvial (KNOPPERS et al., 1987).

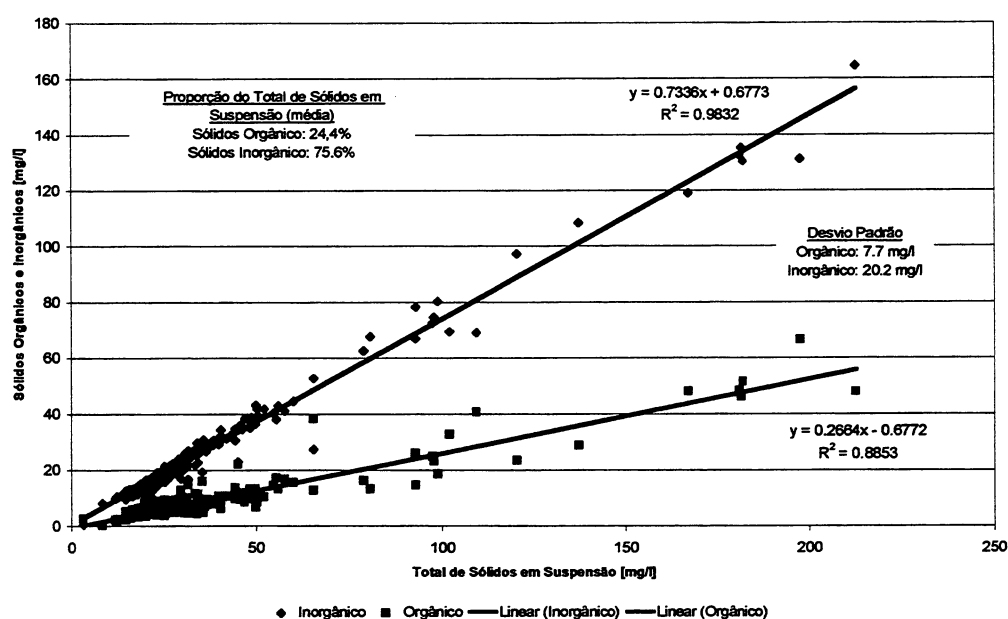
Os processos de estratificação halina e mistura vertical são extremamente dinâmicos, sendo alterados tanto em escalas horárias, relativas ao ciclo de maré, quanto entre os ciclos de sizígia e quadratura, em função da variação na intensidade das correntes de maré. Na Baía de Paranaguá, tanto a circulação gravitacional quanto a difusão são importantes para o balanço horizontal do sal (MANTOVANELLI, 1999).

O tempo de renovação da água doce (tempo de fluxo ou descarga) na Baía de Paranaguá situa-se entre 3 e 10 dias. Em condições de elevado e constante aporte de água doce, o que geralmente ocorre no verão, o tempo de renovação tende a ser menor (MARONE, et al., 1995; MANTOVANELLI, 1999).

A zona de máxima turbidez, processo relacionado à erosão, ressuspensão e deposição de sedimentos, e controlado pela intensidade da maré e características das partículas em suspensão, é formada entre Antonina e Paranaguá. Segundo MANTOVANELLI et al. (1999), na sizígia, as concentrações de material particulado em suspensão junto ao fundo são, em média, 10 vezes superiores às concentrações na quadratura.

MARTINS (1994) realizou estudo empregando grande esforço amostral na Baía de Paranaguá, simultaneamente à aquisição de uma imagem Landsat-TM, com a finalidade de relacionar as propriedades composicionais da água com a imagem obtida pelo satélite. A partir de seus dados é possível obter a proporção de sólidos orgânicos e inorgânicos em relação ao total de sólidos em suspensão. Em média, o total de sólidos orgânicos em suspensão representa 24,4% do total, enquanto que os inorgânicos correspondem a 75,6% do total de sólidos em suspensão (Figura 2.2).

FIGURA 2.2 - DISPERSÃO DE SÓLIDOS ORGÂNICOS E INORGÂNICOS EM RELAÇÃO AO TOTAL DE SÓLIDOS EM SUSPENSÃO NA BAÍA DE PARANAGUÁ



FONTE: MARTINS (1994)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

O carbono orgânico pode ser introduzido no sistema estuarino pelos produtores primários, como também ter origem externa ao sistema. Taxas anuais deste

carbono podem indicar o estado trófico de um sistema estuarino. Na Baía de Paranaguá, o estado trófico varia sazonal e espacialmente de quase oligotrófico no inverno, nas regiões próximas à desembocadura, a eutrófico no verão, nas regiões mais à montante (MACHADO et al., 1997, MANTOVANELLI, 1999).

A seção transversal em frente ao Porto de Paranaguá foi alvo de detalhado estudo da dinâmica hídrica e constituintes da água por MANTOVANELLI (1999). Neste trabalho, a região montante foi classificada como estuário parcialmente misturado, tipo 2, com estratificação vertical de salinidade realçada durante o verão. Com relação à distribuição de suas propriedades, a referida seção apresentou-se verticalmente e lateralmente não homogênea.

De modo geral, a circulação induzida pela descarga de água doce na seção do Porto de Paranaguá é de uma a duas ordens de grandeza, inferior à induzida pela velocidade residual. A circulação residual em duas camadas (superfície e fundo) é mais desenvolvida nos canais profundos. As regiões rasas constituem canais preferenciais de vazante. A componente da corrente transversal na seção é em direção à margem Norte durante a enchente, e em direção à margem Sul durante a vazante (MANTOVANELLI, 1999).

Nesta seção, estudada por MANTOVANELLI (1999), há predomínio da difusão turbulenta nas sizíguas de inverno, sob condições de reduzido aporte de água doce e elevadas velocidades de correntes, com correntes residuais estuário acima. O grau de turbulência ao longo da coluna d'água controla a distribuição vertical de MPS. Na quadratura há um predomínio da advecção sobre a ressuspensão.

A maré na Baía de Paranaguá é predominantemente semidiurna, com desigualdades diurnas, e apresenta forte assimetria nas elevações e correntes de maré. As componentes da maré astronômica mais importantes são as componentes semidiurnas M2 e S2, representando cerca de 50% da altura da maré. As componentes ter-diurna (M3), quarto diurna (M4) e as compostas, não lineares ou de pequeno fundo (MN4 e MS4), apresentam grande importância no comportamento da onda de maré, em termos de elevação e velocidade de correntes (MARONE et al, 1995, CAMARGO, 1998; MARONE e JAMIYANAA, 1997).

A Baía de Paranaguá apresenta-se como um estuário hipersíncrono, onde o efeito de convergência excede o de atrito, resultando numa amplificação na variação da maré em direção à cabeceira (MANTOVANELLI, 1999). Esta amplificação da maré é controlada, basicamente, por ressonância, que depende da frequência de oscilação da onda de maré e do comprimento do estuário (CAMARGO, 1998).

As correntes de vazante são, em média, 10 a 15 % superiores às de enchente. Isto ocorre devido à influência dos atritos lateral e de fundo, que são gradativamente maiores em direção à cabeceira (CAMARGO, 1998) e, também, devido ao aporte de água doce e à circulação residual (MARONE et al, 1995a).

As correntes residuais de maré (modo barotrópico) podem ser significativamente modificadas pelo vento, tanto na zona costeira como no interior da baía (CAMARGO, 1998). O efeito do vento é particularmente importante na geração de marés meteorológicas, geralmente associadas à passagem de frentes frias. Estas marés promovem aumentos excepcionais do nível do mar no interior do CEP de até 0,80 metros acima da maré astronômica (MARONE e CAMARGO, 1994).

A penetração da onda de maré de sizígia no interior do CEP, na forma de uma frente estuarina (importante processo de mistura e transporte), foi observada em uma imagem do radar JERS e descrita por MARONE e NOERNBERG (2000). A entrada da água costeira, mais densa, sob a água estuarina, menos densa, altera o padrão de rugosidade da superfície da água e, com isto, causa modificação no retroespalhamento das microondas emitidas pelo radar JERS, permitindo, desta forma, sua detecção. Esta frente cruza o eixo S-N da região da Ilha da Cotonga até a região central da Ilha das Peças, nas proximidades do canal que dá acesso à Baía dos Pinheiros, com extensão estimada de 21 km.

A composição dos sedimentos do fundo da Baía de Paranaguá é basicamente uma mistura de material detrítico terrígeno com material biogênico, produzido pelas associações vegetais (manguezais, marismas, etc.) que ocorrem nas margens e setores internos das gamboas da baía (Figura 2.3a). Os teores de carbonato biodetrítico nos sedimentos de fundo são, de modo geral, baixos. Nas porções mais internas e protegidas, ocorre um maior desenvolvimento dos manguezais, que detêm grande parte

do material trazido para a baía por tração. Os sedimentos tornam-se mais finos e menos selecionados para o interior da Baía de Paranaguá. À jusante de Paranaguá, os sedimentos são basicamente de areia fina ou muito fina, e na Baía de Antonina predomina a argila (Figura 2.3b). Os sedimentos mais selecionados encontram-se na área próxima ao mar aberto, com o grau de seleção diminuindo consideravelmente para o interior da baía (BIGARELLA et al., 1970; LANA, 1986; SOARES 1990).

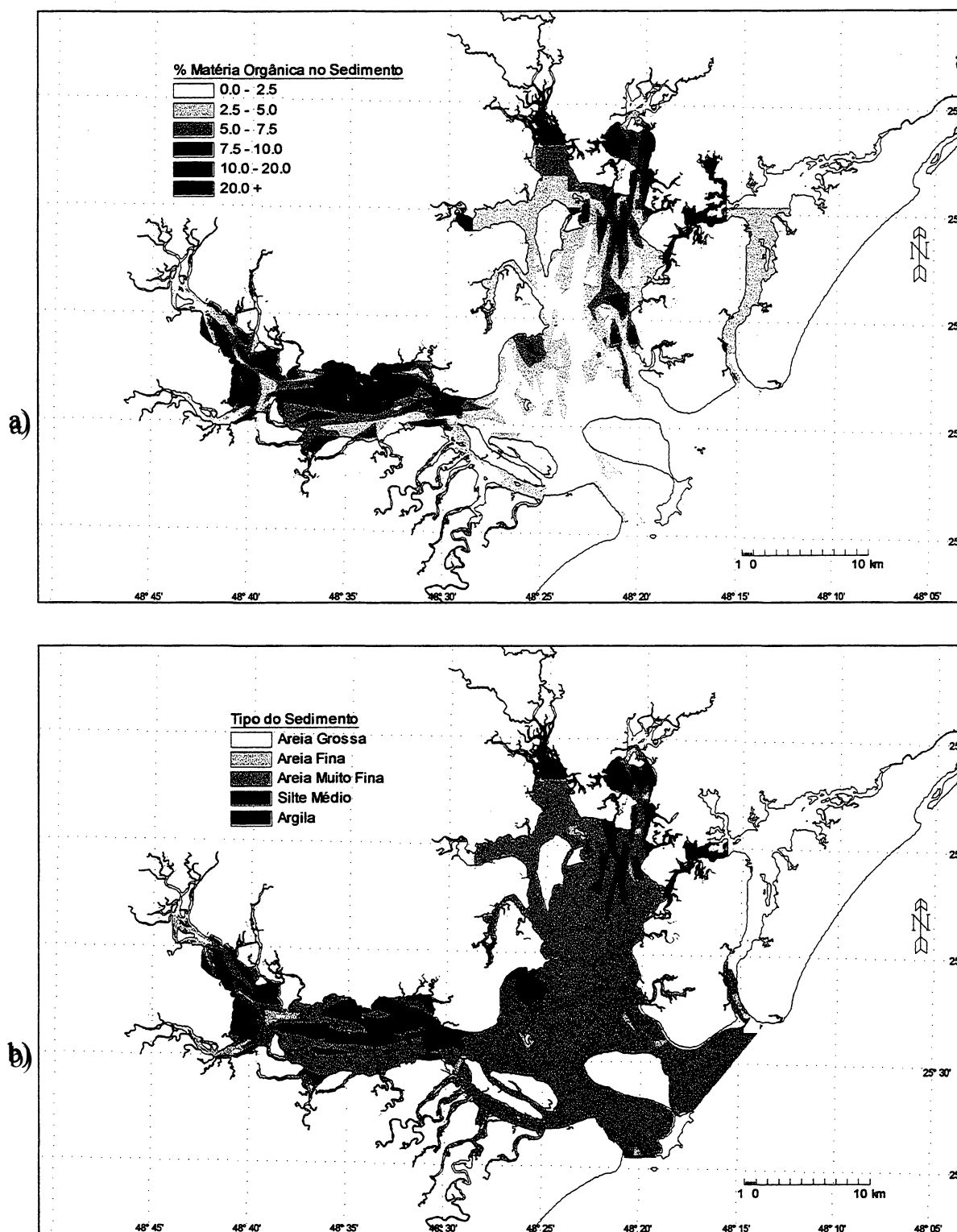
O projeto “Estudos Ambientais em Áreas Costeiras Oceânicas no Sul do Brasil” (PETROBRAS, 1996/1997) fez novos levantamentos dos sedimentos de fundo na Baía de Paranaguá, os quais apresentaram algumas variações em relação a BIGARELLA (1970). Na Baía de Antonina, os sedimentos mostraram-se muito mais arenosos em 1997 que em 1970, fato que pode estar relacionado ao desmatamento da Serra do Mar nas últimas décadas (SOARES, ANGULO e LESSA, 1997).

Na Baía das Laranjeiras, o padrão de distribuição dos sedimentos é similar ao da Baía de Paranaguá, ou seja, sedimentos arenosos finos e muito finos nas proximidades da desembocadura, e sedimentos finos com baixo grau de seleção na parte mais interna. Há, desta forma, independência entre as Baías de Paranaguá e Laranjeiras quanto ao recebimento de sedimentos por parte das áreas fonte, ocorrendo, ainda, pouca troca de sedimentos de fundo entre os dois troncos principais (SOARES, 1990; SOARES e BARCELOS, 1995).

Na desembocadura da Baía de Paranaguá ocorrem feições deposicionais arenosas, submersas e semi-submersas, chamadas genericamente de baixios, e interpretadas como deltas de maré e feições assemelhadas (ANGULO, 1995).

No Balneário de Pontal de Sul, situado na margem Sul da desembocadura da Baía de Paranaguá, vem ocorrendo processo de progradação, com avanços, em alguns setores, de aproximadamente 700 m em 40 anos, correspondendo a um avanço médio de 17,5 m/ano (SOARES et al. 1994). Estas variações da linha de costa representam a típica situação de desembocadura de baías, onde ocorre um rápido ajuste à energia fornecida pelas condicionantes dinâmicas, e podem ser explicadas pelo deslocamento de barras e canais de deltas de maré vazante, que ocorrem associados a essas desembocaduras (ANGULO, 1992, 1993).

FIGURA 2.3 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO a) DE MATÉRIA ORGÂNICA NO SEDIMENTO, b) DO TIPO DE SEDIMENTO NO CEP



FONTE: SOARES (1990), PETROBRAS (1996/1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

O istmo da Ilha do Mel vem apresentando tendência erosiva nos últimos 40 anos, com taxa média anual de erosão de 3,62 m/ano. GIANNINI et al. (1995), a partir da identificação de uma padrão celular de deriva litorânea longitudinal entre o Farol das Conchas e a Praia do Forte, afirma que o processo de erosão acelerada do istmo da Ilha do Mel está relacionada a mudanças na dinâmica regional de correntes litorâneas. Esta erosão ocorre tanto no lado voltado para o interior do CEP como no lado oceânico da ilha, sendo o processo deste último mais rápido (PARANHOS, 1996). GOBBI (1999) relaciona os processos erosivos na Ilha do Mel à dragagem do Canal da Galheta e a um suposto aumento na frequência da maré meteorológica a partir da década de setenta.

As características morfodinâmicas e de sedimento nas praias voltadas para o oceano aberto na Ilha de Mel estão no extremo dissipativo, semelhantes às de Praia de Leste, com barras submersas bem desenvolvidas e declive suave. Já a Praia do Farol e Pontal do Sul, por serem mais protegidos, apresentam grãos de areia finos e bem selecionados, com pouca energia de ondas e sem sistema de barras. O tamanho do grão aumenta de Pontal do Sul em direção à Praia de Leste. No Balneário Atami há predomínio de períodos construtivos, com conseqüente formação de barras submersas nos meses de primavera e verão, sendo que nos outros meses predominam períodos erosivos, ocorrendo destruição das barras, a qual está relacionada à maior frequência e intensidade de frentes frias (BORZONE, SOUZA e SOARES, 1996; SOARES, BORZONE e SOUZA, 1997).

Os estudos sobre ondas no litoral do Paraná estão restritos a somente duas campanhas de obtenção de dados. BANDEIRA (1974) analisou as ondas em Praia de Leste, a partir de observações visuais durante um ano. Entre agosto e dezembro de 1982, um ondógrafo registrou dados de onda a 13 km de Praia de Leste e a 2,6 km a Nordeste da Ilha dos Currais. As ondas predominantes foram dos quadrantes ESSE e SE, com altura máxima mensal entre 2,3 e 3,9 metros e período médio entre 11,9 e 16,8 segundos (PORTOBRAS, 1983). Aproximadamente 90% das ondas que incidem na costa do Paraná chegam de direções entre Leste e Sul-Sudeste, e cerca de 10 % vêm de direções entre Leste e Nordeste (GOBBI, 1999). No entanto, dentro do complexo

estuarino, o efeito do clima de ondas oceânicas quase não é sentido, devido à proteção natural da costa e, especialmente, à Ilha do Mel, localizada na entrada do CEP. Todavia, a existência de áreas de largura considerável dentro do CEP oferece uma pista de ventos suficiente para que ondas geradas localmente pelos ventos provoquem, em situações e horários particulares (notadamente no final da tarde), considerável agitação marítima, que deve ser considerada como um potencial agente de mistura de propriedades (MARONE, 2000)¹.

O predomínio de ondas do quadrante S-SE gera uma deriva litorânea orientada para Norte. Segundo ANGULO (1992), a ocorrência de deriva litorânea para Norte pode ser observada na orientação das desembocaduras fluviais e morfologia dos deltas de vazante dos estuários de Paranaguá e Guaratuba. O lançamento de garrafas de deriva nos canais Norte e da Galheta confirmou que as correntes predominantes na zona costeira adjacente ao CEP são preferencialmente para Norte (MARONE et al., 1995b).

¹ Comunicação pessoal do autor (25 de outubro de 2000, maroneed@cem.ufpr.br).

CAPÍTULO III

3. A VARIABILIDADE NOS EIXOS SUL-NORTE E LESTE-OESTE DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ

3.1 INTRODUÇÃO

Os estuários são regiões onde ocorrem importantes processos de mistura da água continental e oceânica, sendo esta a sua principal característica. A dinâmica dos estuários é variável no tempo e no espaço. Como zonas de transição entre a terra e o mar, os estuários são particularmente suscetíveis a oscilações cíclicas, seja em períodos diários, como os ciclos de maré, ou períodos geológicos, como as glaciações. Eventos episódicos também podem se sobrepor a estes padrões cíclicos. O entendimento da variabilidade deste complexo sistema, em curtas escalas de tempo e espaço, contribui para a compreensão de fenômenos de maior escalas temporal e espacial, e ainda para o efetivo manejo ambiental destas áreas (WOLF e KJERFVE, 1986).

O conhecimento da variabilidade no Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) concentra-se em estudos de determinados setores, separadamente, não existindo um conhecimento integrado e sinóptico do mesmo. Desta forma, este capítulo objetiva determinar a variação espaço-temporal de indicadores dinâmicos da água, simultaneamente nos eixos Sul-Norte (S-N) e Leste-Oeste (L-O) do Complexo Estuarino de Paranaguá, em um período de 26 meses.

A variabilidade estuarina será avaliada em relação às variações morfológicas dos limites sólidos do estuário (configuração da linha de costa), e em relação à orientação de cada eixo relativo à linha de costa e aos fluxos de energia (propagação da onda de maré). Será verificado, também, se existem diferenças nas variabilidades dos eixos S-N e L-O.

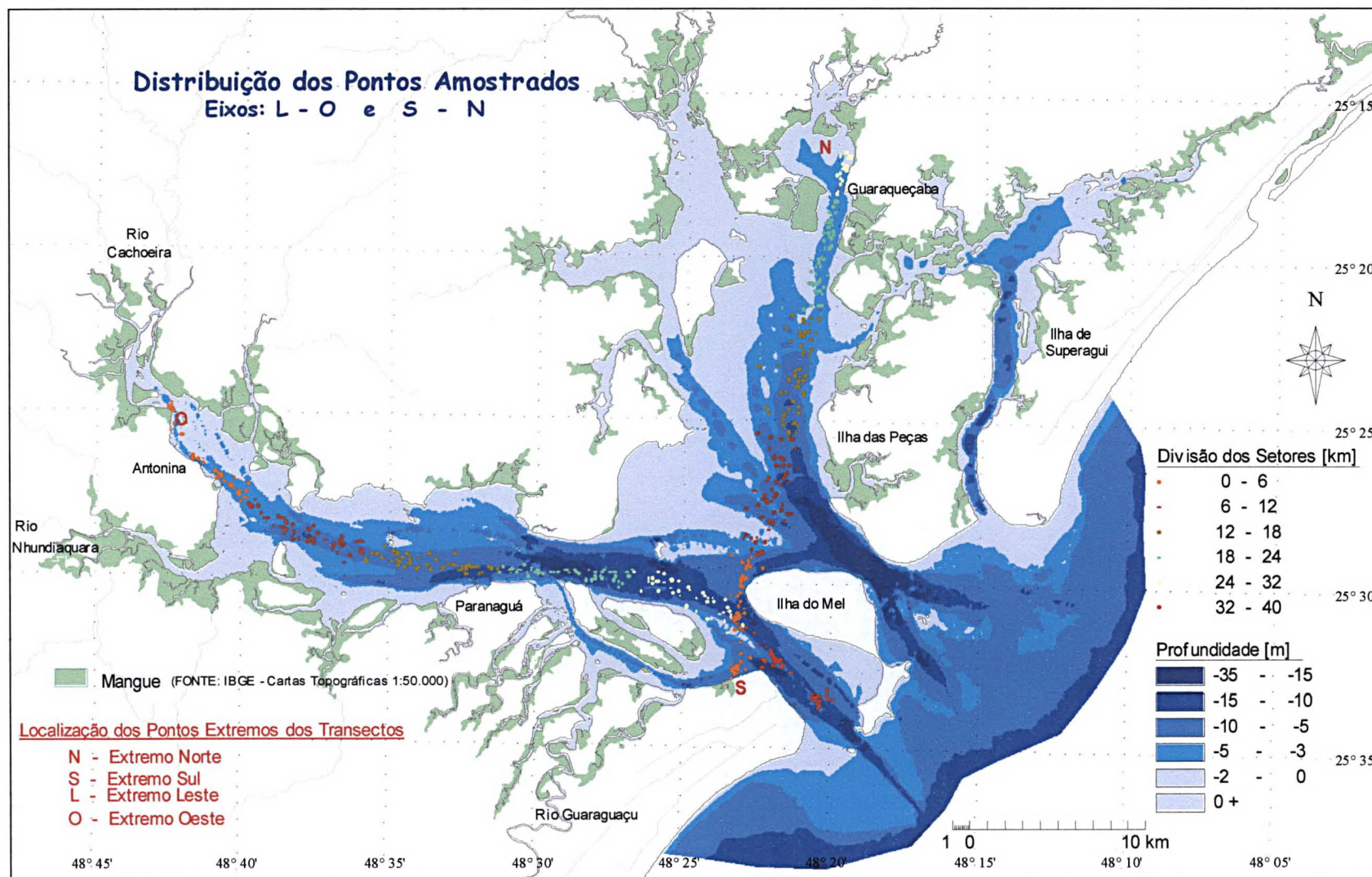
O conhecimento da variação espaço-temporal dos indicadores dinâmicos irá contribuir, ainda, para a interpretação de imagens de satélite, bem como para avaliar a possibilidade de uma análise quantitativa da concentração e distribuição de constituintes opticamente ativos da água, tais como os pigmentos fitoplanctônicos, os particulados inorgânicos em suspensão e os compostos orgânicos dissolvidos.

Considerando os tipos de análise da abordagem morfodinâmica, apresentados no Capítulo I, página 4, este capítulo enquadra-se no primeiro deles, ou seja, na análise do caráter e variabilidade espaço-temporal das condições ambientais do sistema costeiro. Esta análise pretende contribuir para um melhor entendimento da importância, dentro do CEP, dos compartimentos apresentados na Figura 1.2, particularmente do compartimento 1, através da caracterização de parâmetros meteorológicos e da maré, e dos compartimentos 2, 6, 8 e 9, principalmente pela medição da turbidez e salinidade ao longo do estuário e pela caracterização da zona de máxima turbidez.

3.2 MATERIAL E MÉTODO

Para a análise da variabilidade do CEP foram definidos dois transectos de amostragens, que correspondem ao canal dos seus dois principais eixos (eixos L-O e S-N). O ponto inicial do eixo L-O foi o par de bóias sinalizadoras (bóias 13-14) do canal de acesso ao Porto de Paranaguá, e o ponto final, a Ponta da Graciosa na desembocadura do Rio Cachoeira, correspondendo a uma distância de 40 km. O início do eixo S-N foi na Ponta do Poço, sendo o ponto final em Guaraqueçaba, com uma distância de 29 km (Figura 3.1). Somente estes pontos inicial e final foram fixos, sendo que o critério para determinar os pontos intermediários foi um período fixo de navegação de 5 minutos, com velocidade constante, que resultou em um número médio de 13 pontos no eixo L-O e 11 pontos no eixo S-N. Este critério, embora acrescente uma variabilidade espacial na posição dos pontos amostrados, foi adotado com a finalidade de agilizar o processo de amostragem e percorrer os respectivos eixos no menor tempo possível, na tentativa de caracterizar o instante da maré.

FIGURA 3.1 – DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS NOS EIXOS L-O E S-N



As campanhas de amostragens foram realizadas mensalmente, no período entre janeiro de 1998 e março de 2000, simultaneamente nos dois eixos. Geralmente as campanhas tinham início às 8:00, utilizando duas lanchas do Centro de Estudos do Mar, e o tempo de duração das amostragens era de aproximadamente 2 horas para o eixo mais longo (L-O) e 90 minutos para o eixo S-N. Para cada ponto amostrado, as coordenadas geográficas eram obtidas através de posicionamento por satélite, com uso de GPS. Os parâmetros amostrados em cada ponto foram: salinidade, temperatura, densidade, velocidade e direção de corrente, turbidez, material particulado em suspensão (MPS), clorofila *a*, substâncias húmicas e profundidade do disco de Secchi (Tabela 3.1). O único critério na escolha das datas das campanhas foi um espaçamento entre elas de, no mínimo, 20 dias, e, no máximo, 40 dias, de acordo com a disponibilidade das embarcações.

Exceções ocorreram por problemas logísticos. As campanhas de maio e junho de 1998 no eixo S-N, e de julho de 1998 no eixo L-O, foram perdidas. Nos meses de setembro a novembro de 1998, apenas uma embarcação estava disponível. Desta forma, as campanhas foram realizadas em dias consecutivos, aproximadamente na mesma situação de maré. A campanha de novembro de 1998 foi realizada no período da tarde.

Os dados meteorológicos usados foram obtidos na estação meteorológica localizada no Centro de Estudos do Mar (CEM), e os dados de maré, nas estações maregráficas do Porto de Paranaguá e da Ilha do Mel.

Os dados obtidos em cada campanha foram trabalhados no sentido de facilitar a análise da variabilidade dos indicadores dinâmicos ao longo dos dois eixos estudados. Para tanto, os indicadores amostrados na coluna d'água foram divididos em três camadas de mesma espessura, sendo elas: superfície, meio e fundo. O valor obtido corresponde à média de todos os valores encontrados dentro de cada camada. A espessura de cada camada é relativa à profundidade de cada ponto amostrado. Sendo assim, para um ponto amostral de profundidade de 15 metros, por exemplo, a salinidade das camadas superficial, meio e fundo, corresponde à média de todos os

valores obtidos entre as profundidades de 0 a 5 metros, 5 a 10 metros, e 10 a 15 metros, respectivamente.

TABELA 3.1 - PARÂMETROS AMOSTRADOS, EQUIPAMENTOS E MÉTODOS UTILIZADOS

Amostragem	Parâmetro	Equipamento	Método
Coluna d'água	Salinidade	STD e S4*	Célula de Condutividade Indutiva
	Temperatura		Termistor de Resistência
	Densidade		Inferido
	Velocidade*	Correntômetro Eletromagnético S4*	Indução eletromagnética
	Direção*		Indução eletromagnética
	Turbidez**		Retroespalhamento de radiação no infravermelho
Superfície	MPS	Filtros Whatmann GF/F	STRICKLAND e PARSONS (1972)
	Clorofila <i>a</i>	Filtros Whatmann GF/C, Fluorômetro Turner Designs AU-10	PARSONS et al., 1984
	Substâncias Húmicas	Filtros Whatmann GF/F, Espectrofotômetro Micronal B380	Absorção da luz (γ_{360nm}) em amostra de água filtrada (KIRK, 1994)
	Profundidade Secchi	Disco de Secchi	Atenuação da luz na coluna d'água

somente no eixo L-O

* utilizado (equipamento) ou obtido (parâmetro) a partir de 11/98

3.2.1 Representações Gráficas

Três tipos de representação gráfica foram gerados na caracterização de cada campanha. O primeiro deles representa a variação da salinidade e temperatura ao longo de cada eixo, o que permite, principalmente, a análise da intrusão salina. É importante ressaltar que, para facilitar a análise, a escala da temperatura, entre todos os parâmetros, é a única que não é fixa nas representações gráficas das diferentes campanhas. Isto se deve à pequena variação espacial da temperatura em cada campanha e à sua grande variação sazonal.

O segundo tipo mostra um perfil vertical do eixo estudado, com o relevo do fundo representado, onde são apresentadas as isolinhas de densidade, importantes na circulação gravitacional. Ainda neste gráfico são apresentados, a partir da campanha de novembro de 1998, os vetores de correntes, onde a intensidade é relativa ao tamanho do vetor. Cabe salientar que estes vetores não foram decompostos em relação aos eixos longitudinal e transversal do canal (componentes u e v), como tradicionalmente estudos de circulação estuarina exigem (KJERFVE, 1990; MIRANDA, 1996), devido à variação da orientação ao longo do eixo e também por objetivar somente uma caracterização da situação da corrente de maré no momento da amostragem. Assim, um vetor apontado para baixo na representação do eixo S-N, por exemplo, não significa uma corrente em direção ao fundo, e sim uma corrente em direção Leste, o que, neste caso, significa em direção à desembocadura. Ainda nesta representação gráfica, também a partir de novembro de 1998, e somente para o eixo L-O, devido à disponibilidade de sensor, são apresentadas as isolinhas de turbidez, onde é possível observar a formação de células de ressuspensão de sedimentos.

O terceiro tipo apresenta a variação ao longo do eixo dos parâmetros amostrados somente na superfície. Nesta representação gráfica existem duas escalas horizontais: a escala superior, onde está representada a distância em quilômetros, e a escala inferior, onde está representada a variação da maré do dia da campanha em um período de 24 horas, na qual o período em que foi realizada a campanha está destacado. Na escala vertical, a altura em metros da maré foi ampliada 10 vezes para facilitar a visualização. Para o eixo L-O, foram utilizados os dados do marégrafo do Porto de Paranaguá, e para o eixo S-N, os dados do marégrafo da Ilha do Mel. A precipitação dos sete dias anteriores ao da realização da campanha é apresentada na forma de barras, sendo o valor junto ao eixo vertical referente ao sétimo dia anterior. Na medida em que as barras se afastam do eixo vertical, aproxima-se o dia da campanha.

A análise da variação dos indicadores dinâmicos no tempo foi feita a partir da média de todos os pontos amostrais de cada campanha nos respectivos eixos. Desta maneira, foi obtido um valor único de cada parâmetro por campanha, tanto para o eixo

L-O quanto para o eixo S-N. Isto permite caracterizar a variação temporal da massa d'água como um todo para cada eixo. O desvio padrão de cada campanha também é apresentado, e representa a variação do parâmetro ao longo do respectivo eixo. Embora nestas representações gráficas as médias de cada campanha estejam conectadas por linha, isto não indica necessariamente uma continuidade linear do parâmetro entre as datas das campanhas.

3.3 RESULTADOS

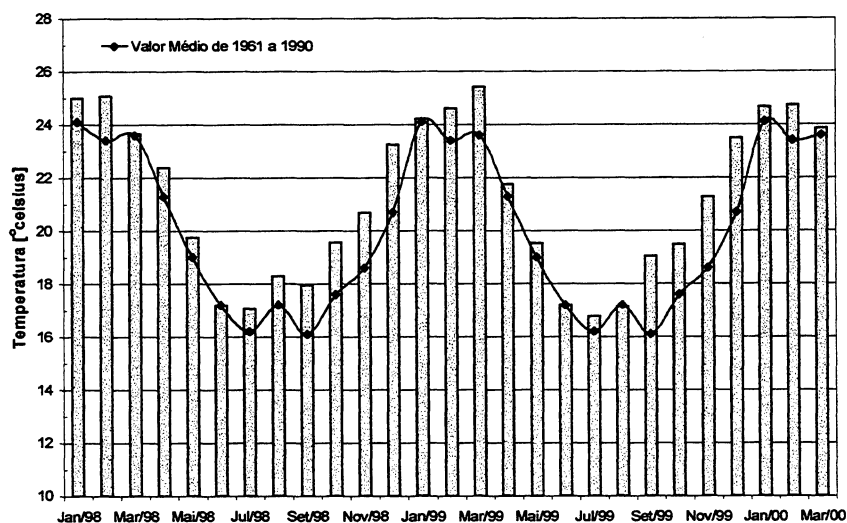
3.3.1 Variações Meteorológicas

No período de realização das campanhas, foram analisados os seguintes parâmetros meteorológicos que podem influenciar na variabilidade dos indicadores dinâmicos e composicionais da água: temperatura do ar, precipitação, pressão atmosférica, intensidade e direção do vento.

A média mensal da temperatura do ar entre 1998 e 2000 (Figura 3.2) teve pouca variação em relação aos valores médios mensais de 29 anos, entre 1961 e 1990 (DNM, 1992), tendo julho como o mês mais frio, e janeiro e fevereiro como os meses mais quentes. Porém, no ano de 1999, o mês de março apresentou-se como o mais quente em todo o período.

Já a precipitação apresentou grandes anomalias em relação à média de 29 anos (Figura 3.3), sendo que em março e abril de 1999 foram registradas precipitações de 682,4 e 501,3 mm, respectivamente, muito superiores às médias históricas de 279,8 e 146,3 mm. O verão de 2000 também apresentou grande precipitação. O mês de julho de 1999 se mostrou bastante anômalo, com 449,5 mm de precipitação em relação à média, que é de 92 mm.

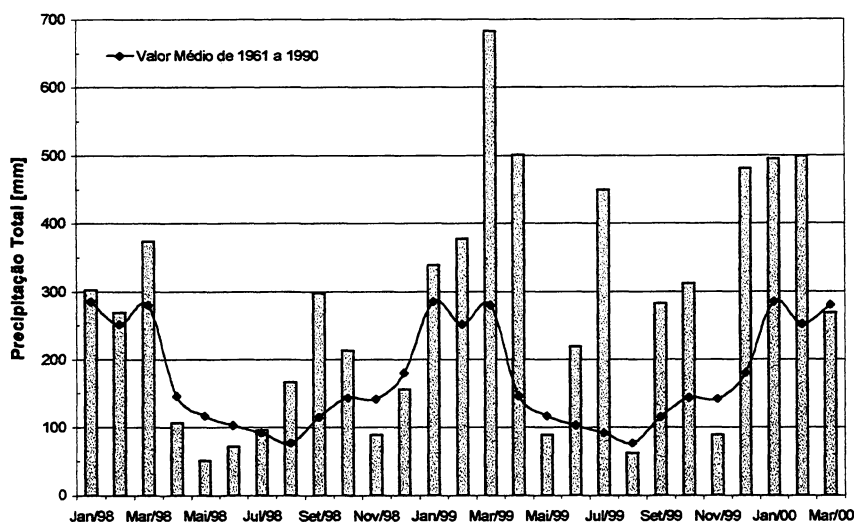
FIGURA 3.2 - MÉDIAS MENSAIS DA TEMPERATURA DO AR EM PONTAL DO SUL, E MÉDIAS MENSAIS DE 29 ANOS EM PARANAGUÁ



FONTES: Laboratório de Física Marinha - CEM, DNM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

FIGURA 3.3 - PRECIPITAÇÃO TOTAL MENSAL EM PONTAL DO SUL, E MÉDIAS MENSAIS DE 29 ANOS EM PARANAGUÁ



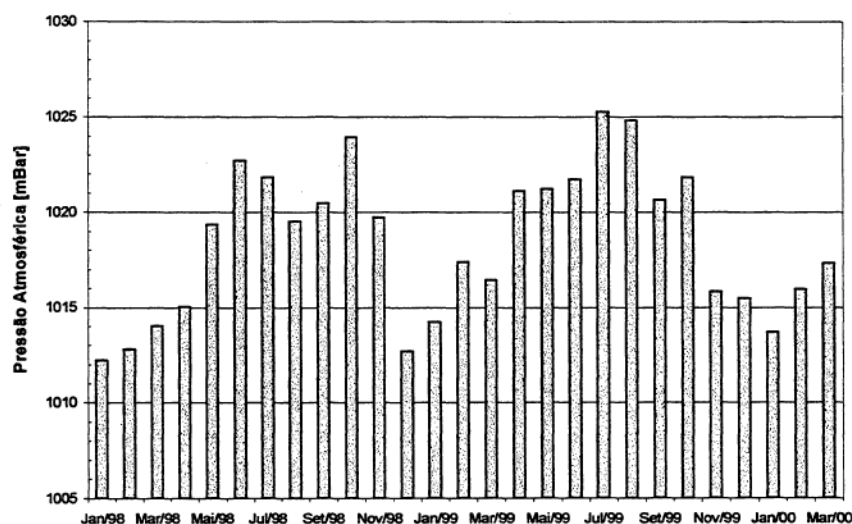
FONTES: Laboratório de Física Marinha - CEM, DNM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

A pressão atmosférica apresentou uma variação sazonal com valores médios inferiores a 1015 mBar no início do verão (Figura 3.4). A análise da variação na intensidade média mensal dos ventos (Figura 3.5) também determinou os meses de primavera e verão como os de maior intensidade, ultrapassando 4 m/s. Observaram-se,

ainda, intensidades médias inferiores a 2,5 m/s nos meses de junho e julho de 1999. A direção do vento apresentou uma sazonalidade bem definida, porém os ventos dos quadrantes Sul e Sudeste foram predominantes durante todo o período do estudo.

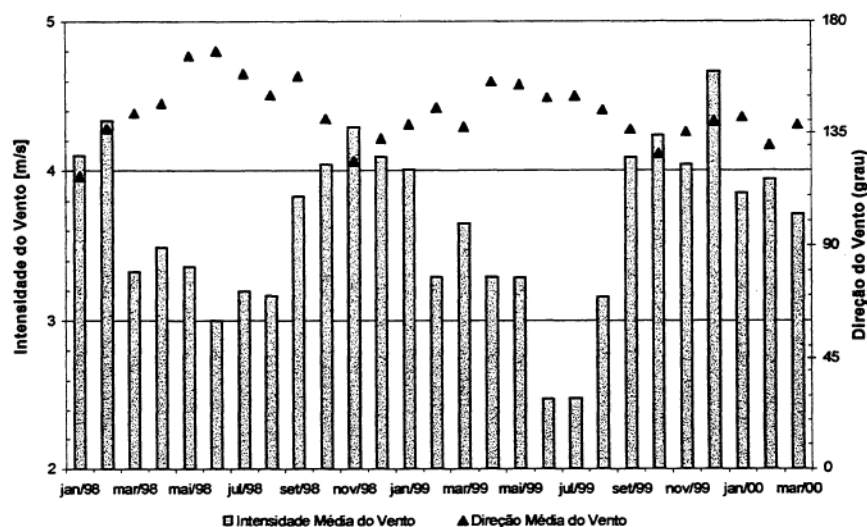
FIGURA 3.4 - PRESSÃO ATMOSFÉRICA MENSAL MÉDIA EM PONTAL DO SUL



FONTE: Laboratório de Física Marinha - CEM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

FIGURA 3.5 - MÉDIA MENSAL DA INTENSIDADE E DIREÇÃO DOS VENTOS EM PONTAL DO SUL



FONTE: Laboratório de Física Marinha-CEM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

De modo geral, os períodos de maior anomalia ocorreram nos meses de março e abril de 1999, com precipitação e temperatura elevadas, e também nos meses de junho e julho do mesmo ano, com baixas intensidades de vento e elevadas precipitações, especialmente no mês de julho.

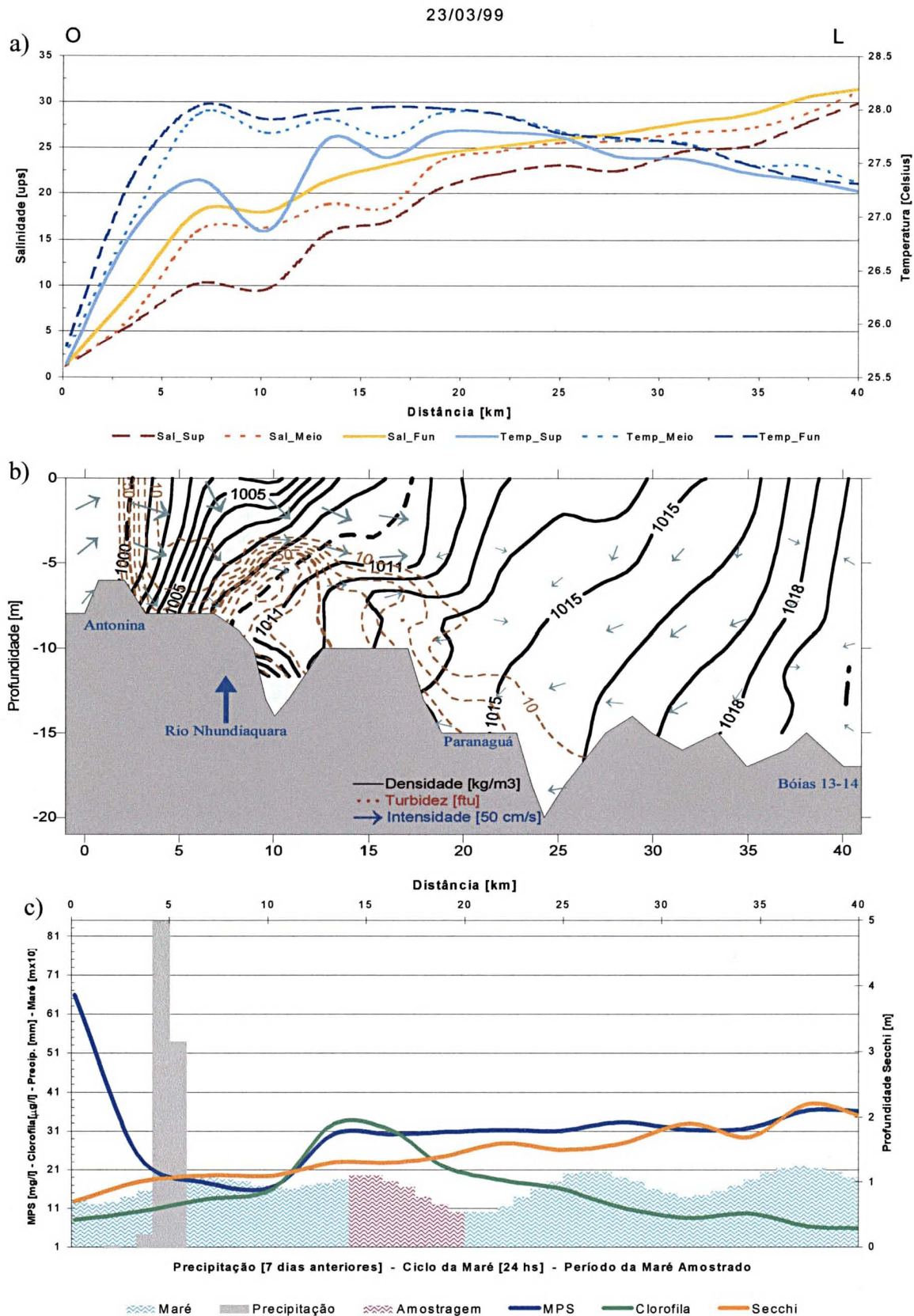
3.3.2 Variação Espacial dos Indicadores Dinâmicos em um dado Instante de Maré

A campanha do dia 23/03/99 está caracterizada na Figura 3.6 para o eixo L-O, e na Figura 3.7 para o eixo S-N. A variabilidade espacial dos indicadores dinâmicos para este dia está caracterizada por um período de elevada precipitação, chegando a 151,9 mm dois dias antes da campanha e totalizando 211.8 mm nos 7 dias anteriores. A maré no dia da campanha foi uma maré de quadratura com variação de 1,2m no marégrafo de Paranaguá e 0,65m no marégrafo da Ilha do Mel.

Na Figura 3.6a é possível observar que, na região de Antonina, na extremidade O, a salinidade na superfície foi de 1,2 *ups*, evidenciando a forte influência da bacia do Rio Cachoeira, com aumento gradativo tendendo ao linear até a região da Ilha do Mel na extremidade L, chegando a 31,5 *ups* na camada de fundo. Observa-se ainda que, na faixa entre os quilômetros (km) 5 e 20 da escala horizontal, ocorre acentuada estratificação entre as camadas da superfície e do fundo, chegando a 8,4 *ups* no km 10. A temperatura apresenta um rápido aumento de 2,2°C entre o extremo O e o km 7, e a partir deste permanece estável, com leve declínio na região da Ilha do Mel. No km 10 pode-se observar a contribuição da bacia do Rio Nhundiaquara no sistema do eixo L-O, devido à diferença de 1,1°C na temperatura entre as camadas de fundo e superfície.

A salinidade também apresenta um decréscimo no sentido S-N (Figura 3.7a), porém menos acentuado, variando entre 30,2 *ups* no fundo da extremidade S e 12,3 *ups* na superfície da extremidade N. O eixo S-N apresenta dois pontos onde a estratificação salina é menor que 2 *ups*: um próximo à Ilha do Mel, e outro próximo ao canal de ligação da Baía das Laranjeiras à Baía de Pinheiros. A temperatura média apresenta-se praticamente estável ao longo de todo o eixo S-N. A maior variação de temperatura entre as camadas de superfície e fundo é de 0,9°C no quilômetro 16.

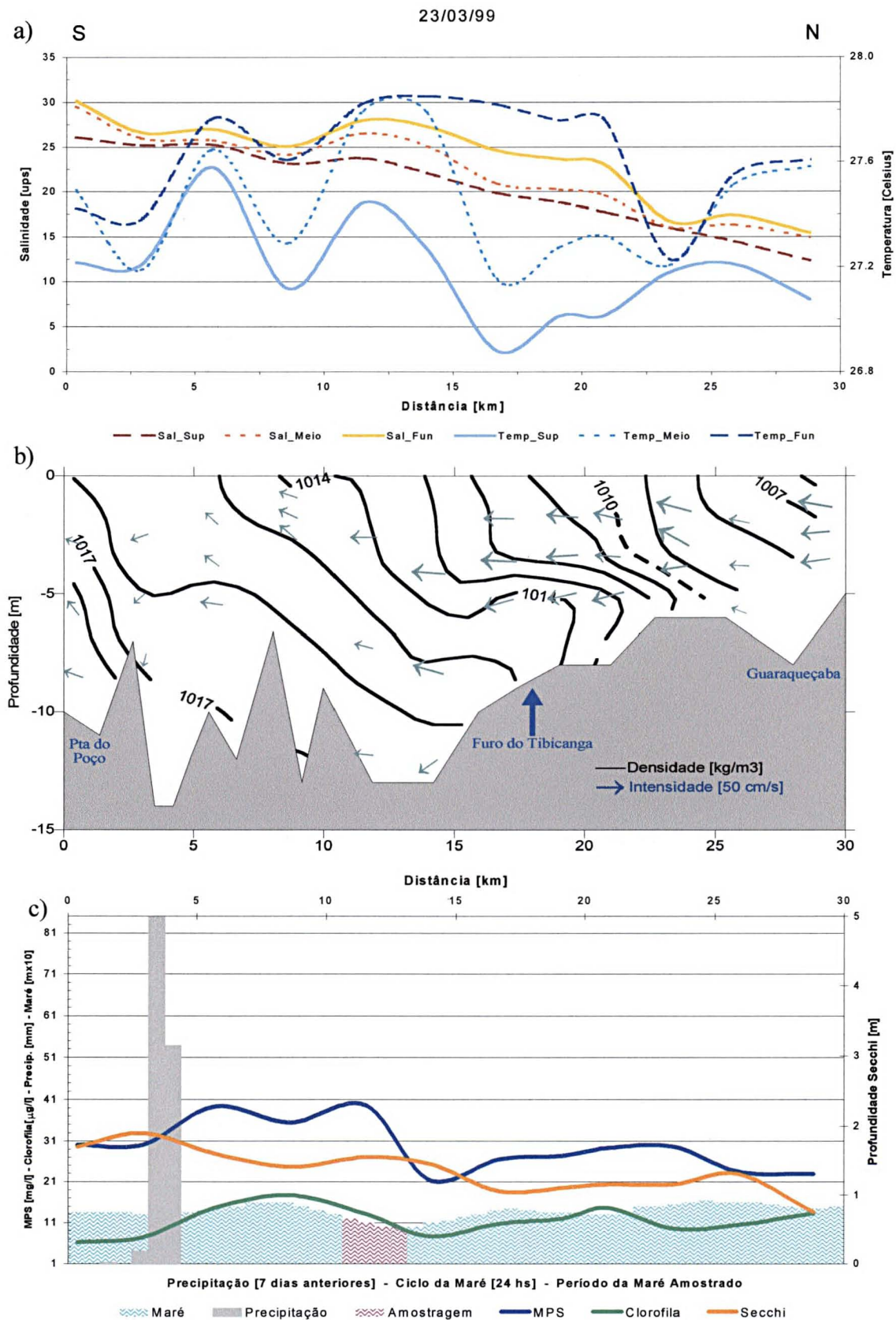
FIGURA 3.6 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 23/03/99 - EIXO L-O



FONTE: Pesquisa de campo

NOTA: Vetor de corrente ↑ indica fluxo para Norte e não para a superfície e ↓ fluxo para Sul.

FIGURA 3.7 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 23/03/99 - EIXO S-N



FONTE: Pesquisa de campo

NOTA: Vetor de corrente ↑ indica fluxo para Oeste e não para a superfície e ↓ fluxo Leste.

As isolinhas de densidade no eixo L-O (Figura 3.6b) mostram claramente a influência da grande precipitação ocorrida nos dois dias anteriores à campanha pelo forte gradiente horizontal de densidade na região de Antonina. A partir do km 7 as isolinhas deixam de ser verticais, tornando-se mais inclinadas em direção à desembocadura (L), indicando maior intensidade nos processos de mistura da água doce com a água marinha. Próximas ao extremo L, as isolinhas de densidade tendem novamente à verticalidade, porém com um gradiente horizontal mais suave. No eixo S-N (Figura 3.7b), as isolinhas de densidade não apresentam variação acentuada no gradiente horizontal, e sua inclinação sofre pequena alteração entre os km 15 e 25.

Analisando os vetores de corrente no eixo L-O, nota-se que, até a região de Paranaguá, existe um fluxo de enchente de intensidade fraca, e, no trecho entre Antonina e Paranaguá, o fluxo de vazante é mais intenso, caracterizando, desta forma, a virada da maré, de enchente para vazante (Figura 3.6b). As isolinhas de turbidez mostram uma zona de máxima turbidez localizada entre os km 6 e 15, e também uma maior turbidez no extremo O, causada pelo aporte de sólidos em suspensão da bacia do Rio Cachoeira. Esta zona de máxima turbidez é gerada e mantida por complexas interações entre a dinâmica da maré, circulação gravitacional, erosão e deposição de sedimentos finos e, ainda, pode atuar como uma armadilha que retarda o escape de sedimentos para o oceano (DYER, 1995). O maior valor de turbidez é de 146,5 *ftu*, encontrado na camada de fundo no extremo O. Na zona de máxima turbidez, o maior valor é de 104,4 *ftu*, ocorrido na camada de fundo do km 10.

O aporte de sedimentos fluviais na extremidade O também pode ser observado pelos altos valores de material particulado em suspensão (MPS=65,9 mg/l) na superfície (Figura 3.6c). A concentração de MPS também aumenta na região onde se verifica a zona de máxima turbidez, permanecendo quase constante, com tênue aumento em direção à extremidade L. Este pequeno aumento do MPS sobre a zona de máxima turbidez indica que esta não alcançou a superfície. Associado a isto, também ocorre um pico na concentração de clorofila, provavelmente causado pela maior disponibilidade de nutrientes nesta região de intensos processos de mistura na coluna d'água. A profundidade Secchi decresce no sentido L-O.

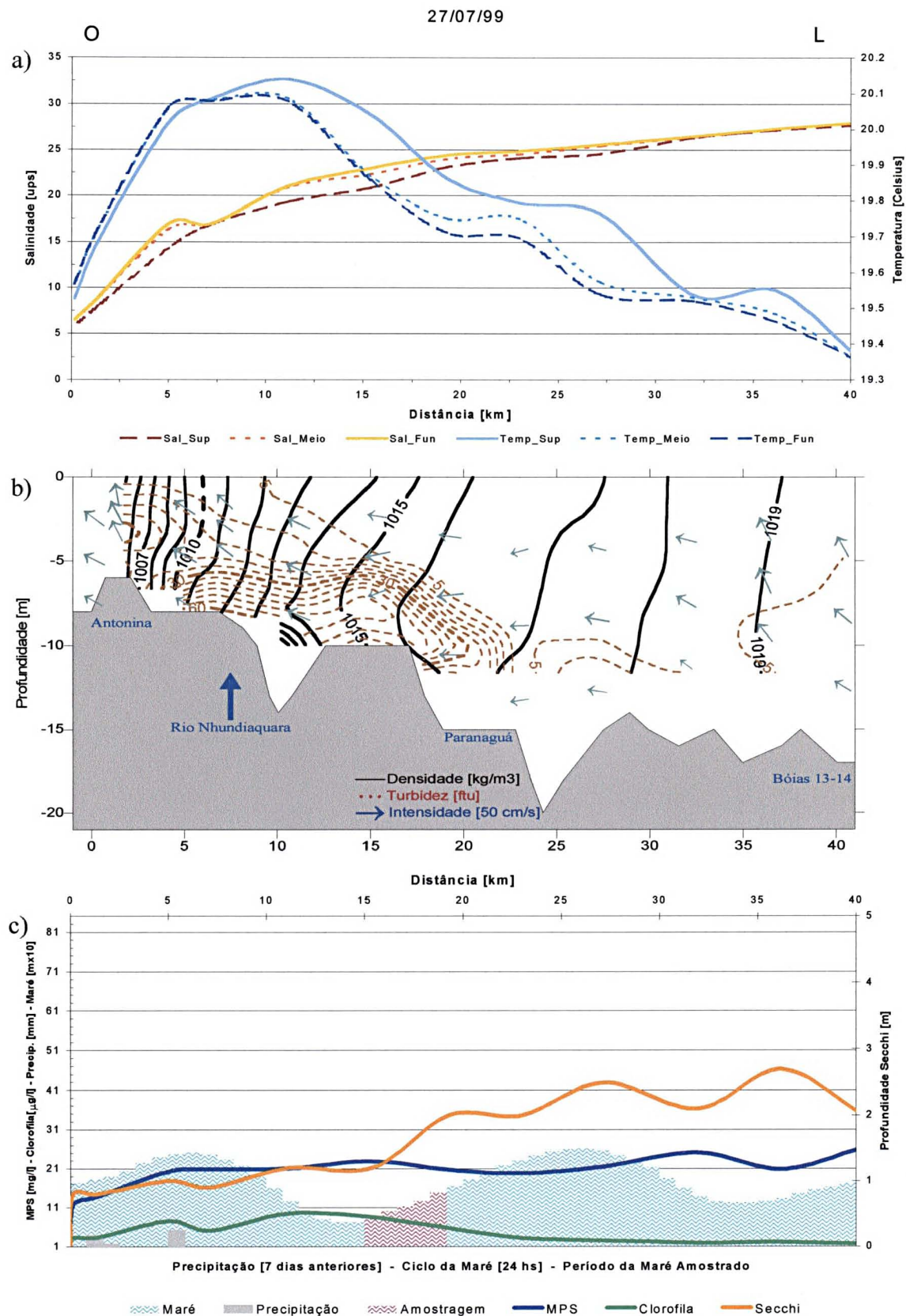
No eixo S-N, a variação espacial da concentração de MPS na superfície (Figura 3.7c) apresenta uma região de maior concentração entre os km 5 e 10, região esta que também apresenta um pequeno pico na concentração de clorofila. Curiosamente, esta região apresenta correntes de baixa intensidade no momento da medição. Como esta região está localizada a oeste da Ilha do Mel e a situação de maré é de vazante, forma-se uma zona de “empilhamento”, proporcionando uma área de aprisionamento de MPS e clorofila. Este fato também pode estar indicando a presença de uma frente estuarina, comum nesta região, por ser uma área de intensos processos de mistura da água estuarina com a água costeira (MARONE e NOERNBERG, 2000). A profundidade Secchi também apresenta uma queda no sentido S-N.

A campanha do dia 27/07/99 está caracterizada na Figura 3.8 para o eixo L-O, e na Figura 3.9 para o eixo S-N. A variabilidade espacial dos indicadores dinâmicos para este dia está caracterizada por um período de precipitação quase nulo nos 7 dias anteriores à campanha, totalizando 10.4 mm. A maré, no dia da campanha, foi uma maré de sizígia com variação de 1,9m no marégrafo de Paranaguá e 1.4m no marégrafo da Ilha do Mel.

Nesta campanha, a salinidade superficial na região de Antonina (Figura 3.8a) na extremidade O foi de 5,8 *ups*, com aumento gradativo e tendência logarítmica até a região da Ilha do Mel na extremidade L, chegando a 27,9 *ups* na camada de fundo. Observa-se que praticamente não existe estratificação entre as camadas da superfície e do fundo ao longo de todo o eixo. A temperatura apresenta-se ligeiramente maior entre os km 5 e 11, porém a variação da temperatura ao longo de todo o eixo não ultrapassa 0,7°C.

No sentido S-N (Figura 3.9a), a salinidade também apresenta um tênue decréscimo linear, indo de 27,5 *ups* na extremidade S a 19,1 *ups* na extremidade N, sem estratificação entre as camadas. A temperatura aumenta de S para N, e a variação ao longo do eixo é de 1,2°C.

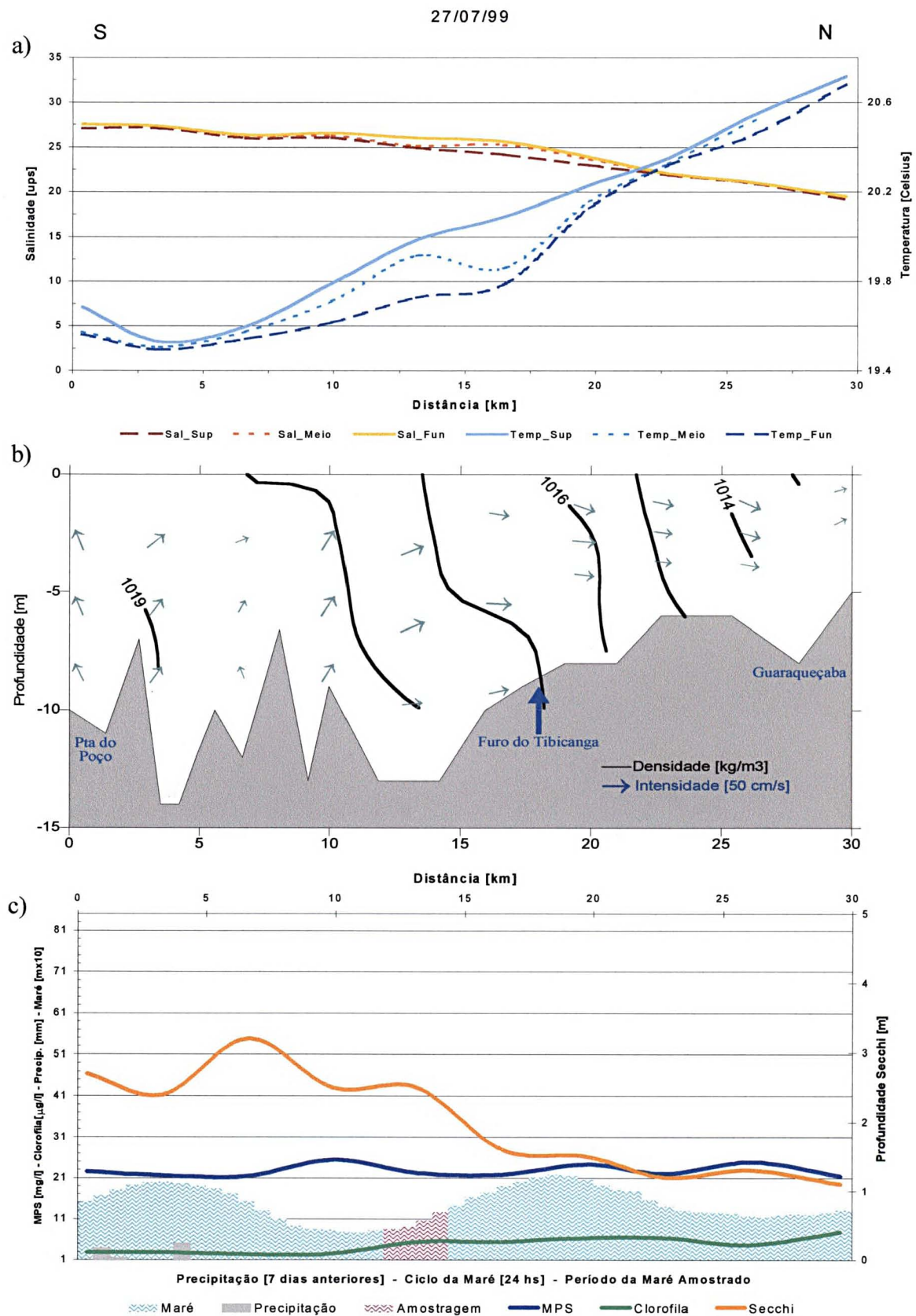
FIGURA 3.8 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 27/07/99 - EIXO L-O



FONTE: Pesquisa de campo

NOTA: Vetor de corrente ↑ indica fluxo para Norte e não para a superfície e ↓ fluxo para Sul.

FIGURA 3.9 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA CAMPANHA DE 27/07/99 - EIXO S-N



A Figura 3.8b mostra as isolinhas de densidade com tendência vertical ao longo do eixo L-O, com maior gradiente horizontal na região de Antonina. No eixo S-N (Figura 3.9b), as isolinhas de densidade também apresentam tendência vertical e um fraco gradiente horizontal ao longo do eixo. Os vetores de corrente mostram que a onda de maré vazante também atua perpendicularmente ao eixo S-N até o km 10. Uma zona de máxima turbidez próxima ao fundo aparece no eixo L-O entre os km 5 e 20, com valor de turbidez de 73,3 *ftu* na camada de fundo do km 5.

Tanto a concentração de MPS quanto a de clorofila na superfície apresentam pouca variação ao longo do eixo L-O (Figura 3.8c). A profundidade Secchi decresce em direção à extremidade O. No eixo S-N (Figura 3.9c), o MPS e a clorofila apresentam pouca variação espacial em suas concentrações, e a profundidade Secchi decresce em direção ao extremo N.

A caracterização gráfica das demais campanhas encontra-se no Apêndice 1.

3.3.3 Variação Temporal dos Indicadores Dinâmicos

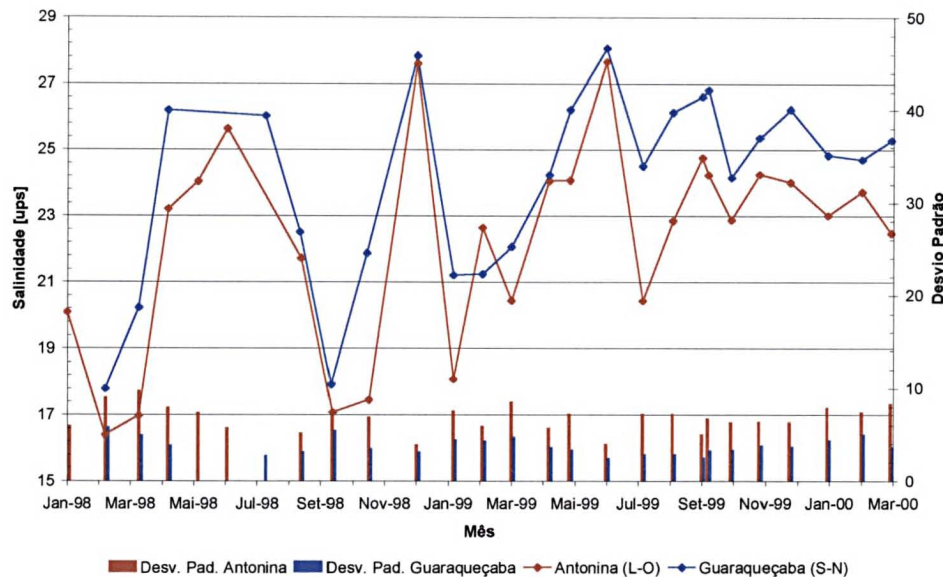
A salinidade média nos eixos L-O e S-N (Figura 3.10) apresenta maior relação com a situação da maré no momento da campanha que com o total da precipitação nos dias anteriormente próximos a ela, apresentando, ainda, menor relação com a variação sazonal da precipitação (Figura 3.3). Isto pode ser visto nos valores da campanha de março de 1999, mês em que houve a maior precipitação total do período (682,4 mm), com valores médios de salinidade na faixa de 21 *ups*, bem superiores aos meses de fevereiro, março, setembro e outubro de 1998, que ficaram próximos a 17 *ups*, com precipitação entre 200 e 300 mm. Diante disso, o uso da precipitação total mensal como indicadora da salinidade dentro do CEP deve ser descartada.

A salinidade no eixo S-N é, em média, 1,8 *ups* maior que no eixo L-O. A única vez em que a salinidade no eixo L-O foi maior que no eixo S-N (1,4 *ups*) foi na campanha de fevereiro de 1999.

No verão, é frequente a salinidade no extremo O (Antonina) ficar menor que 3 *ups* na maré baixa, mesmo sem altos valores de precipitação nos dias anteriores à

medição. Já na região de Guaraqueçaba, o valor mínimo encontrado em todas as campanhas foi de 5,16 *ups*.

FIGURA 3.10 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA SALINIDADE NOS EIXOS L-O E S-N



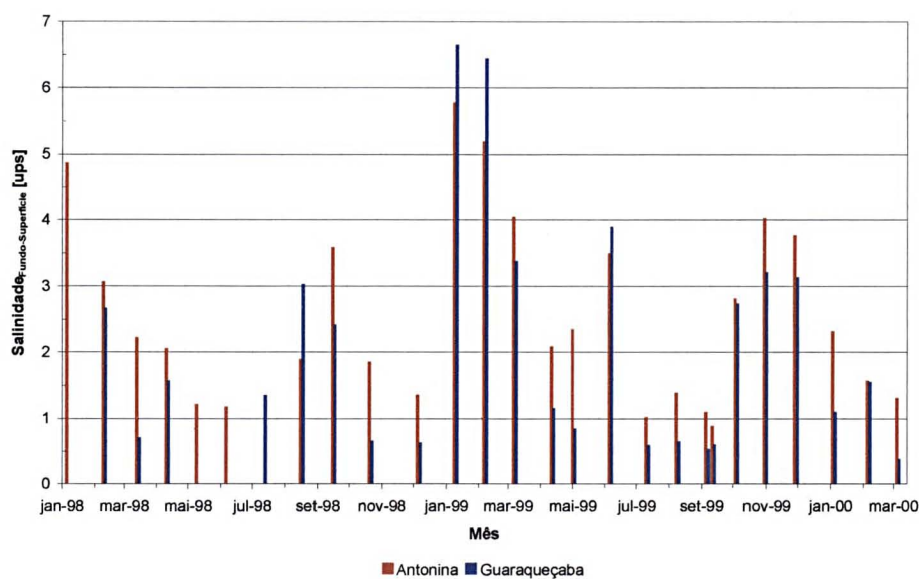
FONTE: Pesquisa de campo

Em todas as campanhas, o desvio padrão da salinidade no eixo L-O foi maior que no eixo S-N. Este desvio padrão, o qual indica um maior ou menor gradiente de salinidade ao longo do eixo, apresenta baixo coeficiente de correlação ($r^2=0,2$ em S-N e $r^2=0,37$ em L-O) com a variação mensal da precipitação para ambos os eixos. Contudo, o eixo L-O apresenta coeficiente de correlação de $r^2=0,57$ com o total de precipitação nos 7 dias anteriores às campanhas, contra $r^2=0,25$ do eixo S-N. Isto indica que, devido à maior proximidade e uma maior capacidade de armazenamento de sua bacia hidrográfica, a região de Antonina apresenta uma resposta mais rápida e acentuada em relação à precipitação que a região de Guaraqueçaba. Uma análise detalhada da influência da bacia de drenagem na Baía de Antonina é encontrada em MANTOVANELLI (1999).

A estratificação média em cada campanha (Figura 3.11), obtida através da subtração da salinidade média do fundo pela salinidade média da superfície em cada campanha, é, na maioria das vezes, maior no eixo L-O. Porém, nas campanhas de 02/09/98, 26/01/99, 23/02/99 e 22/06/99 a estratificação foi maior no eixo S-N. As

maiores estratificações ocorreram nos meses de verão e primavera, sendo que a máxima diferença entre as salinidades médias do fundo e da superfície foi verificada na campanha de 26/01/99 no eixo S-N, e alcançou 6,6 ups. A análise individual das campanhas que apresentaram uma estratificação de salinidade superior a 3 ups mostrou que em todas essas campanhas o momento da maré estava próximo ao estofo da cheia, e na maioria delas a maré era de quadratura.

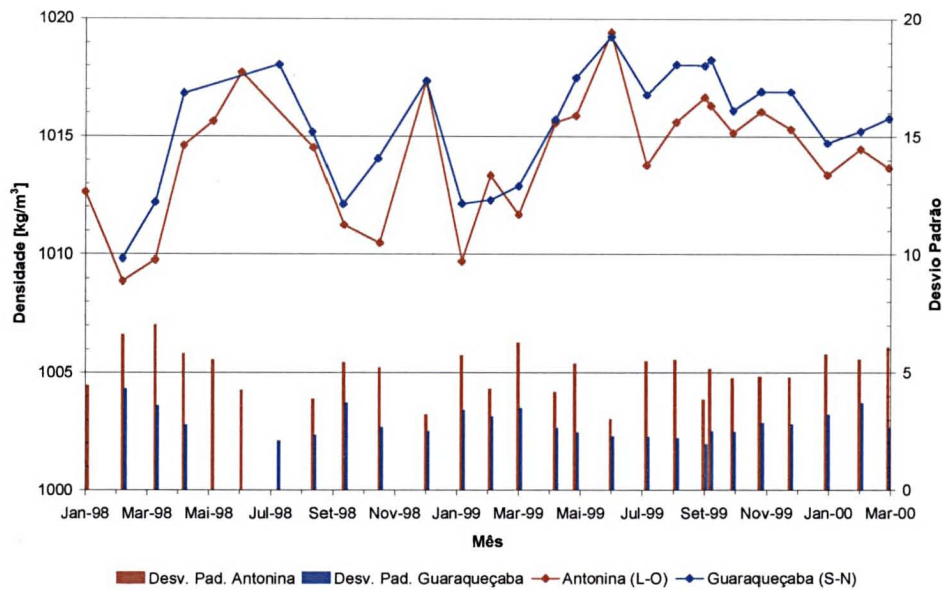
FIGURA 3.11 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA ESTRATIFICAÇÃO NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

A Figura 3.12 mostra a variação da densidade, a qual segue o mesmo padrão da variação da salinidade, uma vez que possuem um $r^2=0,95$ nos dois eixos. Já a densidade apresentou um $r^2=-0,53$ com a temperatura do eixo L-O, e $r^2=-0,58$ com a temperatura do eixo S-N. Isto evidencia que os processos relacionados à circulação barotrópica têm maior influência da salinidade que da temperatura. Contudo, deve ser considerado o fato das campanhas terem sido realizadas no início da manhã, o que descarta o processo diurno de aquecimento da água pela ação solar.

FIGURA 3.12 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA DENSIDADE NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

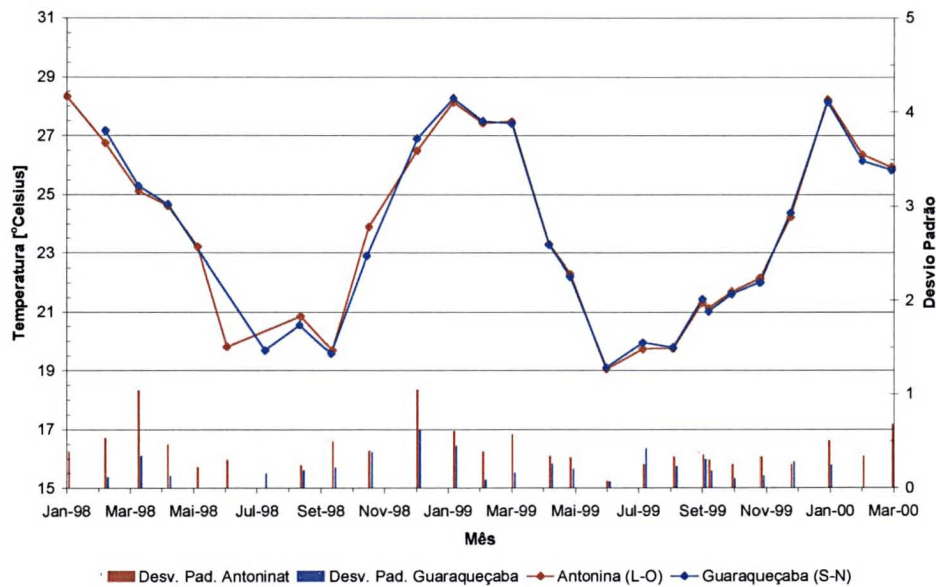
A temperatura média da água nos dois eixos, mostrada na Figura 3.13, apresenta acentuada sazonalidade e alto coeficiente de correlação com a variação da temperatura do ar média mensal ($r^2=0,83$), sendo que, no período entre 1998 a 2000, o mês de janeiro foi o que apresentou temperatura da água mais alta. A diferença de temperatura entre os dois eixos é insignificante, visto que a média desta diferença entre os eixos é de $0,02^\circ\text{C}$.

As maiores variações da temperatura em cada campanha ocorreram nos meses mais quentes, e foram caracterizadas pelo maior desvio padrão nestes meses. O eixo L-O possui valores maiores de desvio padrão que o S-N, devido à maior contribuição da bacia hidrográfica.

Na Figura 3.14 pode-se observar a variação temporal da profundidade Secchi. Este parâmetro indicador da transparência está vinculado à condição de luminosidade no momento da medida. Como esta não é constante, existe um fator de erro relacionado a estas variações. Na média, a profundidade Secchi é ligeiramente maior no eixo S-N. Entretanto, em três campanhas, a diferença desta profundidade é mais acentuada, sendo que, em uma delas, a profundidade Secchi no eixo L-O é maior. Existe uma correlação maior da profundidade Secchi com a densidade no eixo L-O

($r^2=0.56$) que no eixo S-N ($r^2=50$), estando, também, este parâmetro relacionado à situação da maré no momento da campanha devido à ressuspensão de sedimentos causada pelas correntes de maré.

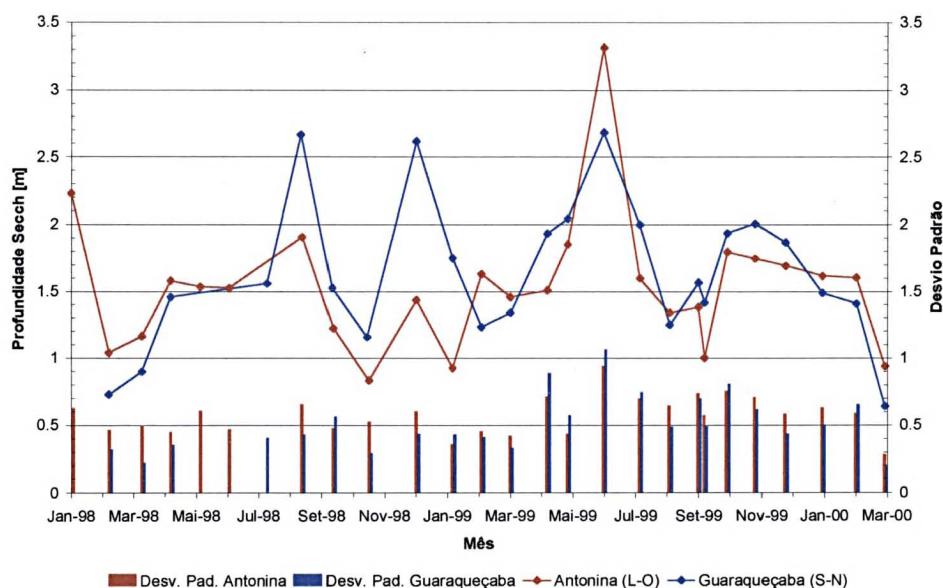
FIGURA 3.13 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

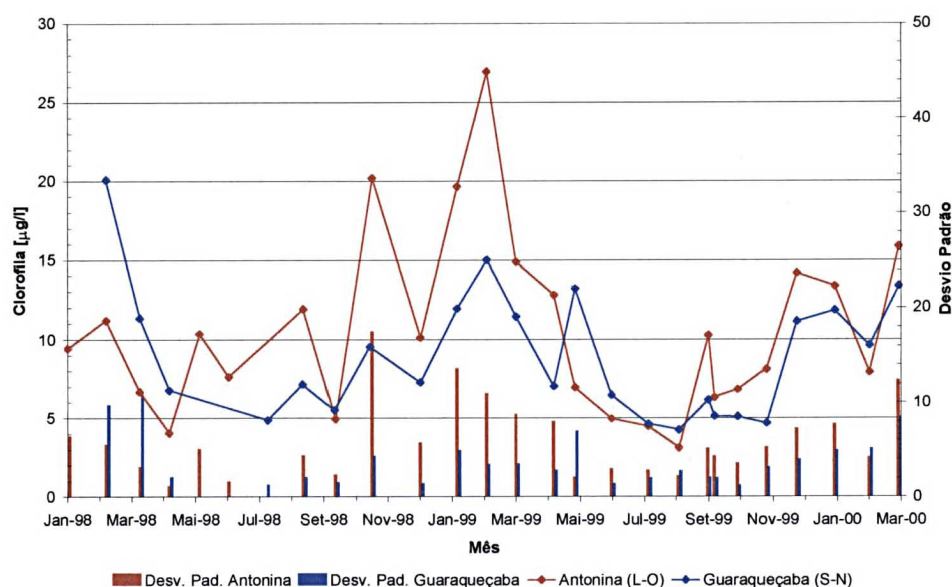
A variação temporal da clorofila tende a uma sazonalidade, com maiores concentrações no verão (Figura 3.15), embora outros parâmetros tenham influência no aumento de sua concentração. A temperatura da água, com coeficiente de correlação de $r^2=0,6$ no eixo L-O e $r^2=0,74$ no eixo S-N, e a presença de matéria orgânica dissolvida, indicada pela absorção em 360 nm, com $r^2=0,56$ no eixo L-O e $r^2=0,45$ no S-N, aparecem como importantes condicionantes da concentração de clorofila. Isto confirma a afirmação de BRANDINI (1985), que definiu a precipitação como o principal fator que afeta, de maneira indireta, a concentração de clorofila na Baía de Paranaguá. O valor médio de todas as campanhas para o eixo L-O é de 10,5 $\mu\text{g/l}$, enquanto que para o eixo S-N é de 8,9 $\mu\text{g/l}$. Nos meses mais quentes, os valores de desvio padrão são maiores.

FIGURA 3.14 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA PROFUNDIDADE SECCHI NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

FIGURA 3.15 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA CLOROFILA NOS EIXOS L-O E S-N



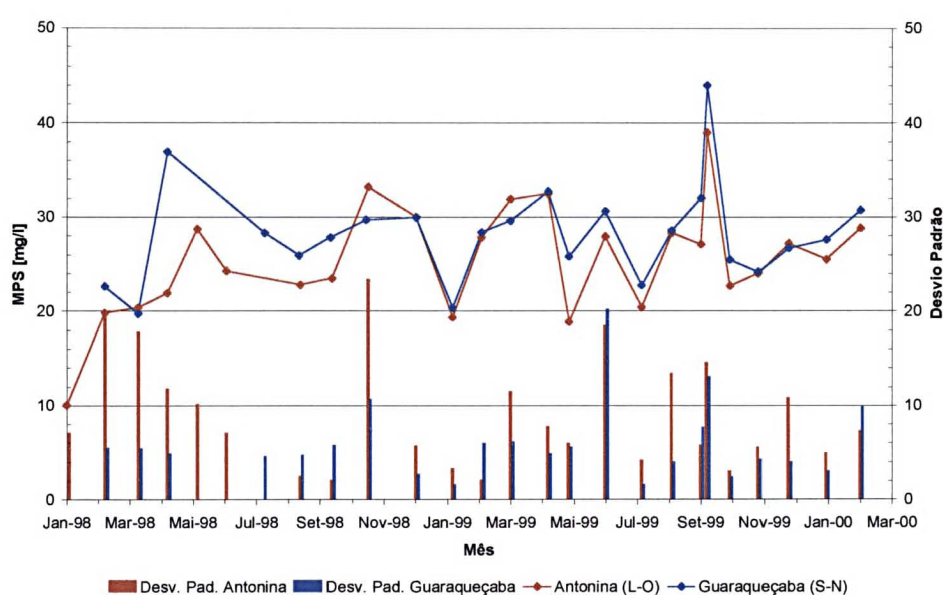
FONTE: Pesquisa de campo

A concentração de material particulado em suspensão (MPS) na superfície da água (Figura 3.16) está mais relacionada à situação da maré no momento da campanha, particularmente em momentos de fortes correntes de maré. O MPS apresenta um coeficiente de correlação de $r^2=0,69$ com a turbidez no eixo L-O.

MANTOVANELLI (1999) encontrou maior relação entre o MPS e as velocidades de corrente de maré, destacando as altas concentrações na camada de fundo, sendo que o grau de turbulência controlou a distribuição vertical de MPS.

Na região estuarina de Cananéia (SP) a concentração de MPS também está mais relacionada a mecanismos de ressuspensão devido à correntes de maré, sem apresentar uma variabilidade sazonal significativa (BONETTI FILHO, CONTI e FURTADO, 1996).

FIGURA 3.16 - VARIAÇÃO TEMPORAL DO MPS NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

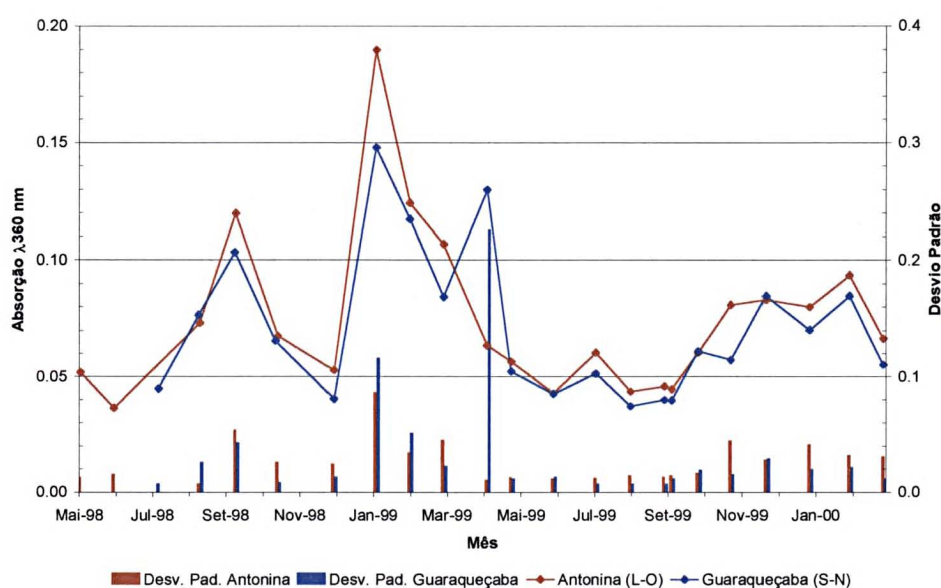
Dez campanhas apresentaram valores elevados de desvio padrão do MPS (maiores que 10), sendo que a análise da representação gráfica de cada uma delas mostra que existem basicamente três fatores que causam picos na concentração de MPS na superfície da água. O primeiro deles é o grande aporte de material oriundo da bacia de drenagem, quando da ocorrência de elevados valores de precipitação, como na campanha de 26/02/98. Este fator está mais presente no eixo L-O. O segundo fator está relacionado à formação da zona de máxima turbidez, como nas campanhas de 06/11/98, 28/09/99 e 22/12/98. O terceiro diz respeito à penetração de água com características marinhas nas regiões mais próximas à desembocadura. Esta água, embora com alta transparência, provavelmente está associada a uma elevada produção

biológica, representada especialmente por biomassa zooplancônica, o que influencia os valores de MPS obtidos, como nas campanhas de 30/03/98, 27/04/98 e 22/06/99.

Estes três fatores de elevadas concentrações de MPS ocorrem em regiões distintas. O primeiro deles ocorre nas proximidades de Antonina. O segundo, relacionado à zona de máxima turbidez, ocorre preferencialmente entre as Ilhas Gererês e o Porto de Paranaguá. O terceiro ocorre na região circunvizinha da Ilha do Mel, mais próximo à desembocadura do CEP.

Na Figura 3.17, o parâmetro indicador de substâncias húmicas, representado pela absorção da luz no comprimento de onda de 360 nm, mostra elevados valores no verão de 1999. Este parâmetro apresenta coeficientes de correlação negativos com a salinidade, cujos valores são de $r^2=-0,62$ e $r^2=-0,7$ para os eixos L-O e S-N, respectivamente. Com a clorofila e a temperatura, o indicador de substâncias húmicas apresenta coeficientes de correlação positivos. Para a clorofila, o coeficiente de correlação é de $r^2=0,56$ para o eixo L-O e de $r^2=0,45$ para o eixo S-N, e, para a temperatura, é de $r^2=0,58$ e de $r^2=0,49$ para os eixos L-O e S-N, respectivamente. Desta forma, o maior aporte destas substâncias húmicas no estuário está associado a períodos mais quentes, à maré baixa e à maior influência da bacia de drenagem.

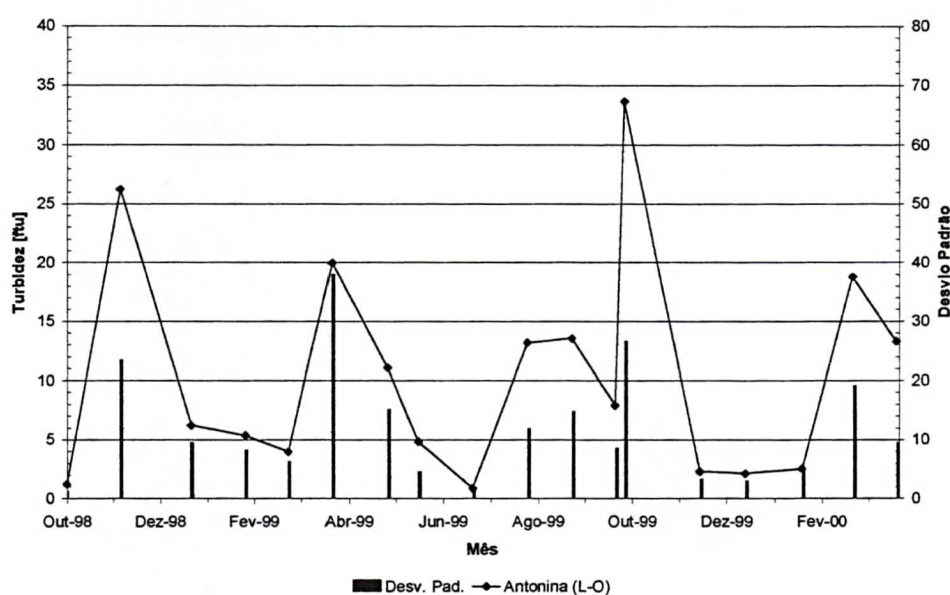
FIGURA 3.17 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA ABSORÇÃO DA LUZ ($\lambda_{360\text{ nm}}$) NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

A turbidez, amostrada na coluna d'água e somente no eixo L-O, está relacionada basicamente com os momentos da maré (Figura 3.18). Isto é evidenciado por um coeficiente de correlação de $r^2=0,72$ com a intensidade das correntes, corroborando os resultados obtidos por MANTOVANELLI (1999). Os processos relacionados ao aumento de turbidez são o relativamente intenso aporte de água doce pela bacia de drenagem do Rio Cachoeira e a formação da zona de máxima turbidez.

FIGURA 3.18 - VARIAÇÃO TEMPORAL DA TURBIDEZ NOS EIXOS L-O E S-N



FONTE: Pesquisa de campo

3.3.4 Variação Espaço-Temporal dos Indicadores Dinâmicos

Considerando a necessidade de uma análise envolvendo todos os pontos amostrados durante o período e, também, o fato de os pontos amostrais, com exceção dos pontos inicial e final, não serem fixos no espaço, foi efetuado um agrupamento de pontos amostrais em relação à distância do ponto inicial. Desta forma, os dados dos 27 meses de campanhas foram agrupados em setores de 6 km, sendo um grupo de pontos com distâncias entre 0 e 6 km em relação ao ponto inicial, outro entre 6 e 12 km, e assim sucessivamente. Com isto, foram obtidos sete grupos no eixo L-O e cinco no eixo S-N. Para cada grupo de pontos de um determinado setor existe pelo menos um ponto amostral de cada campanha realizada.

Foram calculados os valores médios, máximos e mínimos de todos os pontos amostrados que se encontravam dentro de cada grupo nos 27 meses, caracterizando, assim, a variação espaço-temporal no período estudado. A divisão dos setores pode ser visualizada na Figura 3.1. A representação gráfica dos parâmetros coletados na coluna d'água também apresenta os valores médios, máximos e mínimos, nas camadas de superfície, meio e fundo.

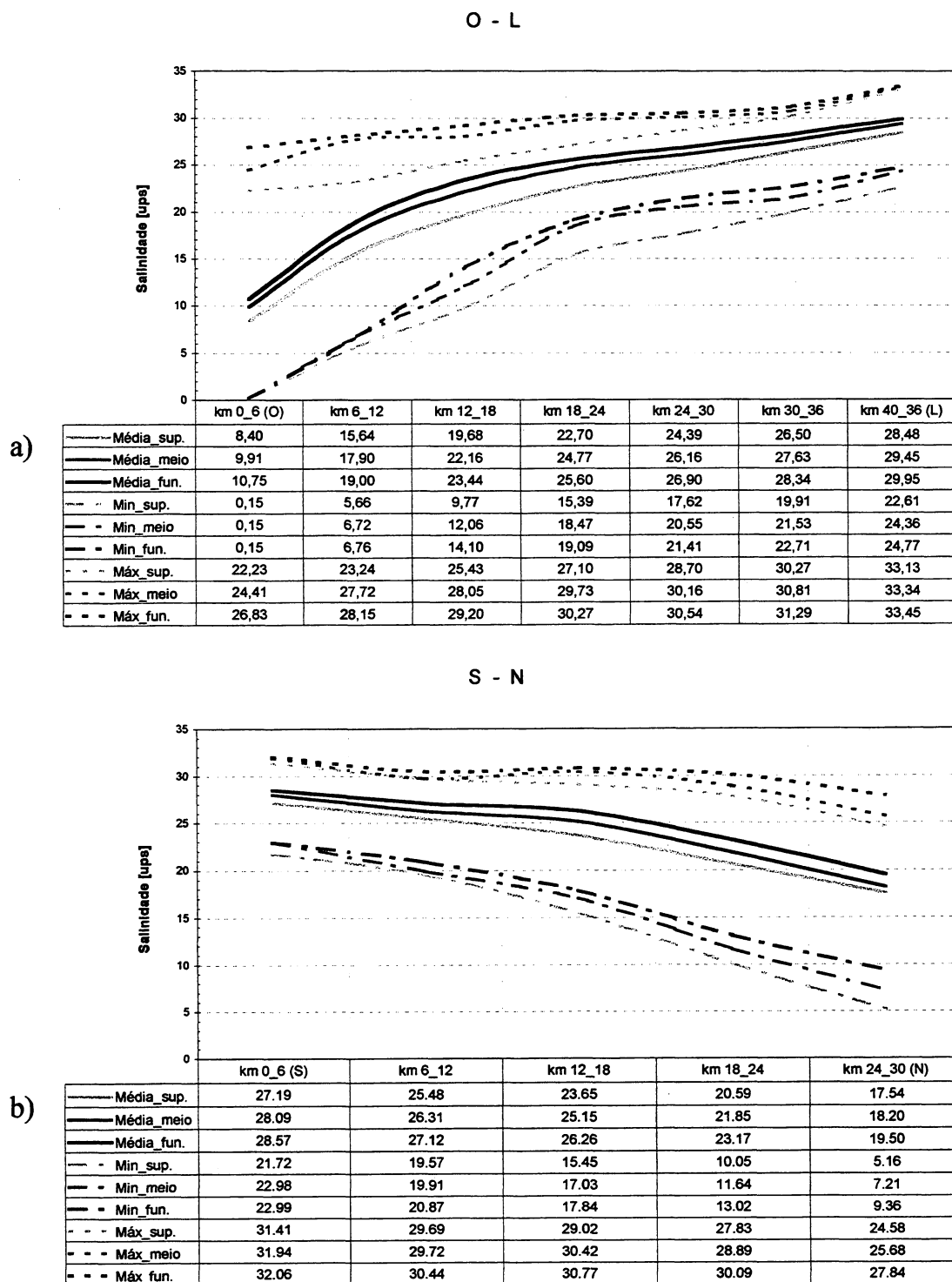
A variação espaço-temporal da salinidade mostra um maior gradiente no eixo L-O (Figura 3.19a), onde os valores médios variam de 29,95 *ups* a 8,4 *ups*. Neste eixo, em momentos de maré cheia (valores máximos), a declividade é menor, e a estratificação entre as camadas é mais acentuada a partir do km 24 até o km 0. Já em momentos de maré baixa (valores mínimos), ocorre uma maior declividade da salinidade a partir do km 18 até o km 0, e a estratificação das camadas é maior, mais à jusante entre os km 30 e 12. Nas situações de valores mínimos no extremo O não há estratificação, ocorrendo uma homogeneidade vertical da salinidade.

No eixo S-N (Figura 3.19b), as médias variam entre 28,57 *ups* e 17,54 *ups*. Neste eixo, a estratificação entre as camadas é menos acentuada, sendo mais evidente a partir do km 12, tanto em situação de maré cheia como de baixa.

Os valores máximos de temperatura para o eixo L-O ficaram na faixa dos 28°C (Figura 3.20a), e os mínimos, na faixa dos 18°C, havendo pouca variação ao longo do eixo e entre as camadas de superfície, meio e fundo. Os valores médios apresentam um leve decréscimo, por volta de 0,7°C no extremo L e 1,3°C no extremo O, sendo este relativo à influência de água marinha. Os valores máximos apresentam um leve acréscimo da temperatura em direção a Oeste.

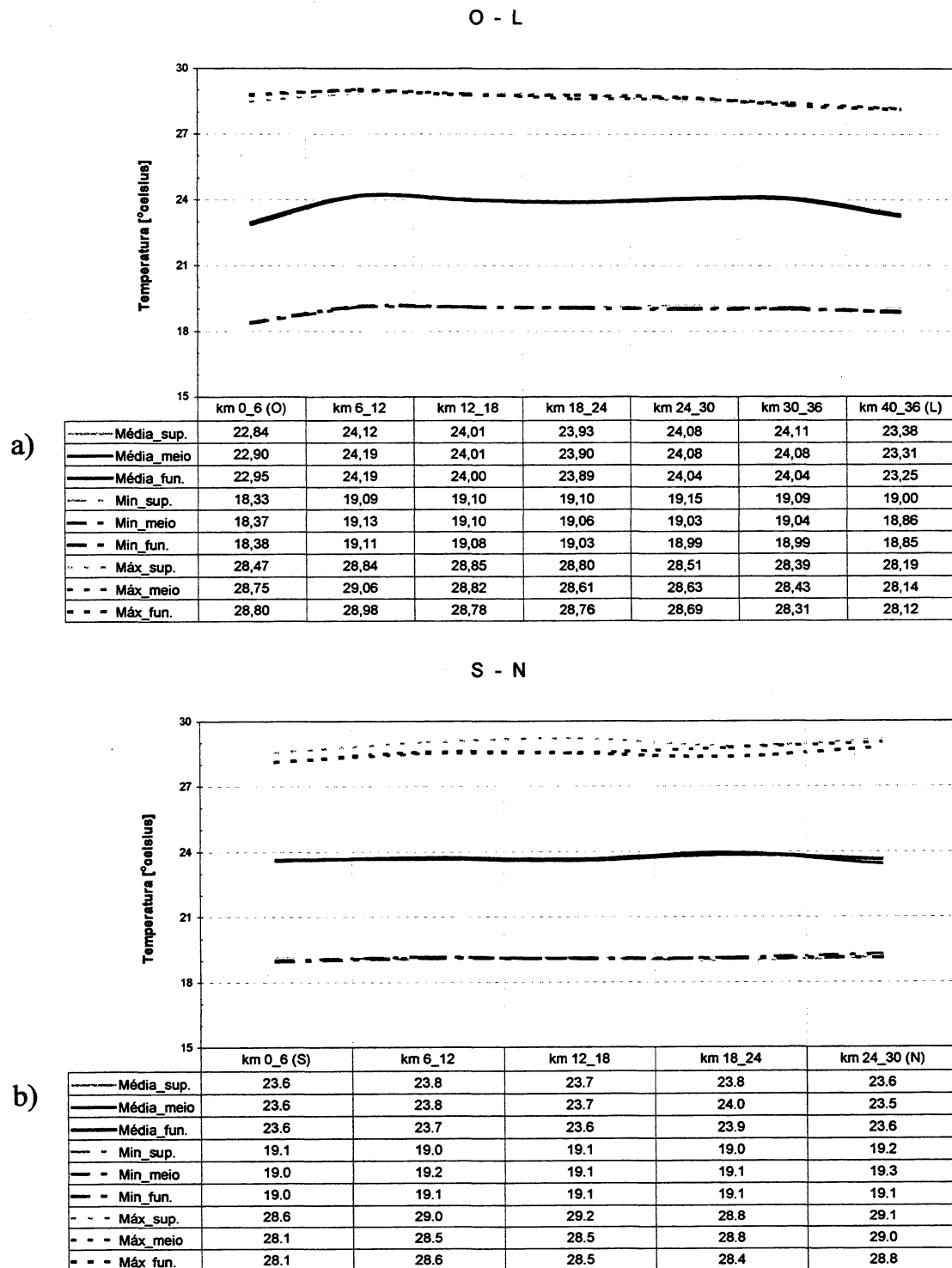
A variação da temperatura no eixo S-N (Figura 3.20b) também apresenta pouca variação ao longo do eixo, e uma diferença entre as temperaturas máximas e mínimas de aproximadamente 10°C. Observa-se, ainda, que existe uma pequena variação dos valores máximos entre as camadas de superfície e meio até o km 18, a partir do qual a variação passa a ser entre as camadas de meio e de fundo, isto provavelmente devido à diminuição da profundidade e menor influência da intrusão de água marinha, geralmente mais fria.

FIGURA 3.19 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA SALINIDADE: a) EIXO L-O
b) EIXO S-N



FONTE: Pesquisa de campo

FIGURA 3.20 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TEMPERATURA: a) EIXO L-O
b) EIXO S-N

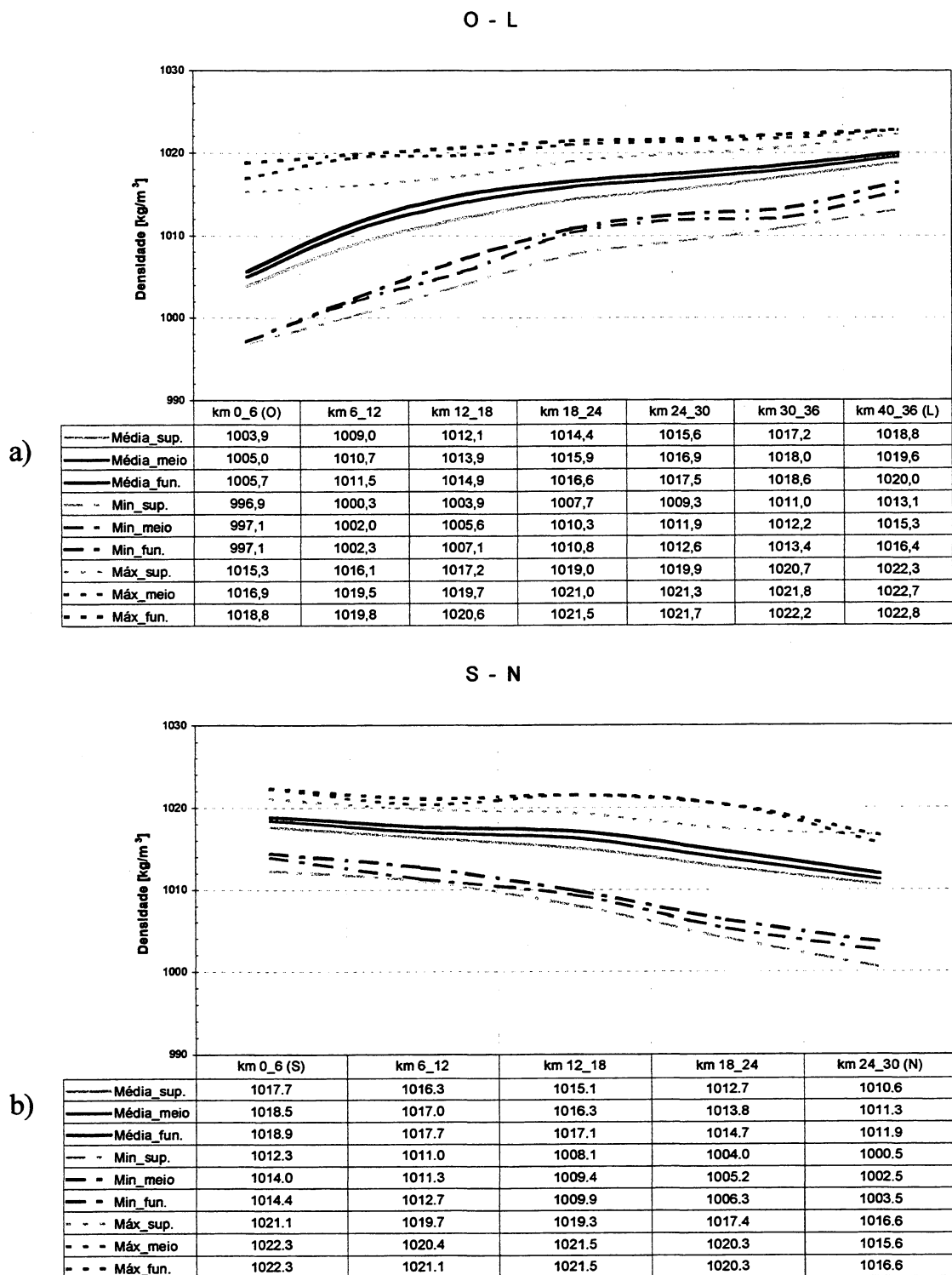


FONTE: Pesquisa de campo

A densidade (Figura 3.21a e 3.21b) apresenta o mesmo padrão de variação da salinidade, com pequenas variações em relação à mesma, devido à influência da

temperatura na densidade. Isto evidencia a influência dominante da salinidade sobre a densidade em relação à temperatura.

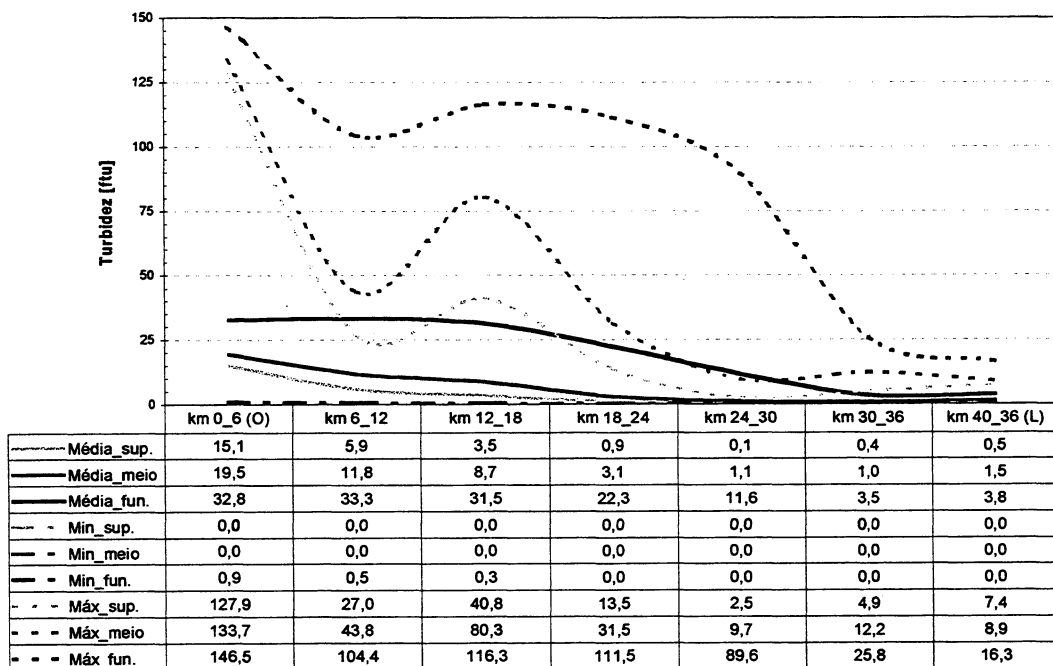
FIGURA 3.21 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA DENSIDADE: a) EIXO L-O
b) EIXO S-N



FONTE: Pesquisa de campo

Na variação da turbidez ao longo do eixo L-O (Figura 3.22), observa-se, a partir do km 24, um aumento de seus valores médios para a camada do fundo, e, para as outras camadas, a partir do km 18. Já os valores máximos na camada de fundo apresentam um acentuado acréscimo a partir do km 30, crescendo até o extremo Oeste, com uma leve queda no grupo do setor do km 6-12. Os valores máximos nas outras camadas apresentam dois picos bem acentuados, um evidenciando o afloramento da zona de máxima turbidez no setor do km 12-18, e o outro, maior, no extremo O, devido ao aporte de sedimentos oriundos da bacia do Rio Cachoeira.

FIGURA 3.22 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA TURBIDEZ NO EIXO L-O
O - L



FONTE: Pesquisa de campo

A média do material particulado em suspensão é praticamente constante ao longo do eixo L-O (Figura 3.23a). Os valores máximos apresentam dois picos de alta concentração de MPS nos setores do km 40-30 e do km 18-0. Entre estes picos, há uma região de baixa concentração de MPS, localizada entre a Ilha das Cobras e Paranaguá, a qual possui as maiores profundidades e apresenta-se como uma zona divisora entre os altos valores de MPS de influência marinha, e a região de máxima

turbidez entre Paranaguá e Antonina. Em relação aos valores mínimos, ocorre um pequeno pico entre os km 18 e 6.

No eixo S-N (Figura 3.23b) ocorre um padrão de dois picos para os valores máximos de MPS, semelhante ao eixo L-O. Entretanto, ao contrário do eixo L-O, ocorre uma queda nos valores no extremo N, provavelmente pela menor influência da bacia de drenagem na região de Guaraqueçaba. Os valores mínimos apresentam aumento a partir do km 18 e, comparados aos do eixo L-O, são maiores.

A variação espaço-temporal da clorofila (Figura 3.24a) no eixo L-O apresenta um aumento gradativo de seus valores máximos em direção a Antonina. Os valores médios e mínimos possuem maiores concentrações no setor do km 12-18.

No eixo S-N (Figura 3.24b), os valores máximos de clorofila aumentam até o setor do km 12-18, a partir do qual as concentrações diminuem. Neste grupo, as maiores concentrações chegam a 44,1 $\mu\text{g/l}$, enquanto que, em todo o eixo, chegam a 55,1 $\mu\text{g/l}$.

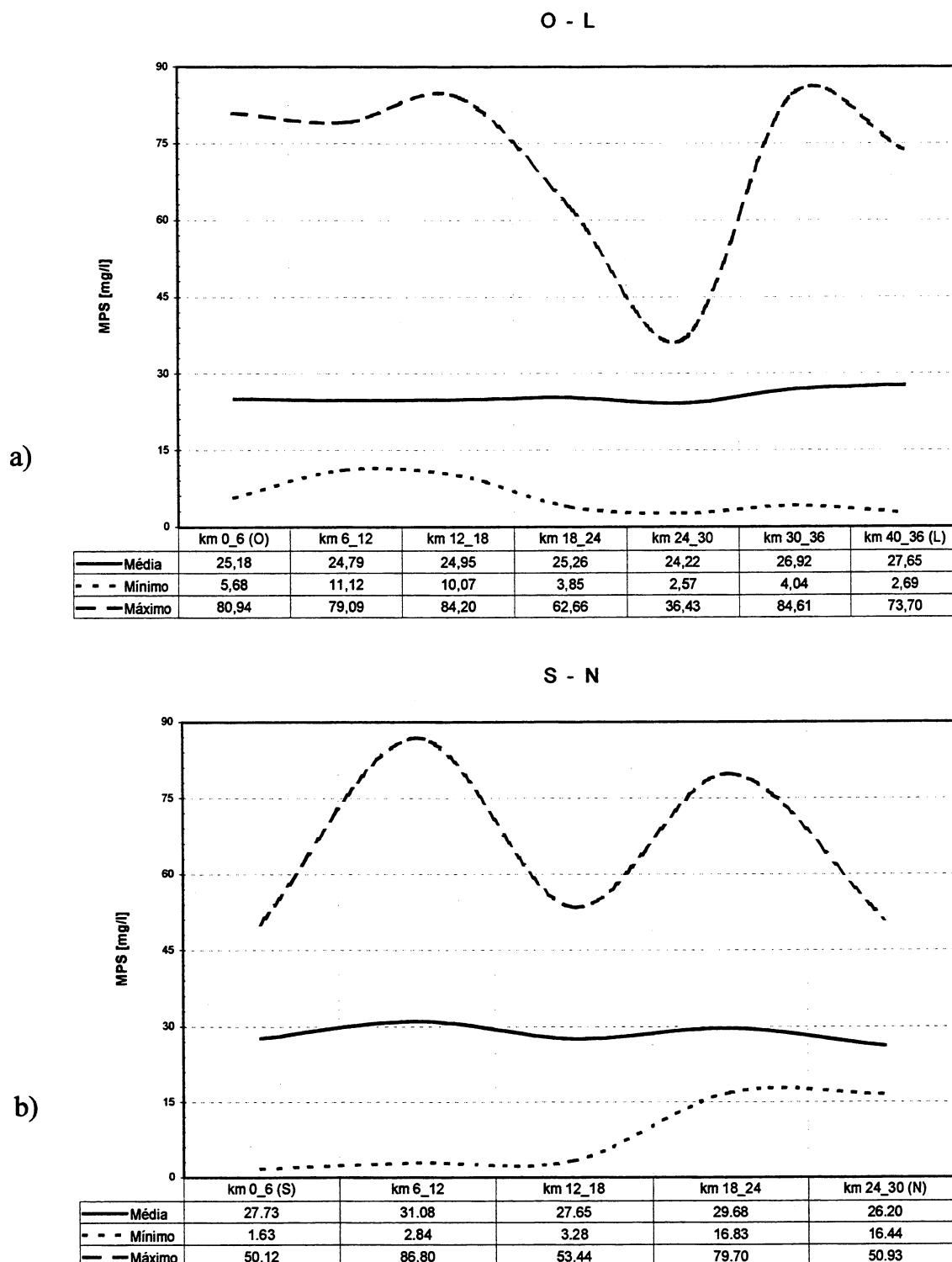
A profundidade Secchi é decrescente no eixo L-O (Figura 3.25a). No eixo S-N (Figura 3.25b), a profundidade Secchi também é decrescente. Porém, no extremo N, ocorrem valores máximos maiores que no setor mediano do eixo.

O parâmetro indicador de substâncias húmicas (Figura 3.26a) apresenta maiores valores no extremo L, com altos valores também no extremo O. Apresenta, ainda, um pico no setor do km 18-24. Os maiores fornecedores de substâncias húmicas são as bacias de drenagem e os manguezais. O conjunto de micro-bacias, formado pelos Rios Itiberê, dos Correias, dos Almeidas, Embogüaçu e Maciel, é o maior fornecedor desta matéria orgânica dissolvida no eixo L-O, pois este conjunto apresenta uma extensa e plana bacia de drenagem margeada por manguezais. Isto é evidenciado pelos altos valores deste indicador entre os km 40 e 30. O pico no setor do km 18-24, também pode ser vinculado a este conjunto de micro-bacias de drenagem, através do Mar da Cotinga, em situação de maré vazante.

Como a influência da bacia de drenagem na região de Guaraqueçaba, no eixo S-N (Figura 3.26b), não é tão acentuada, os valores do indicador de substâncias

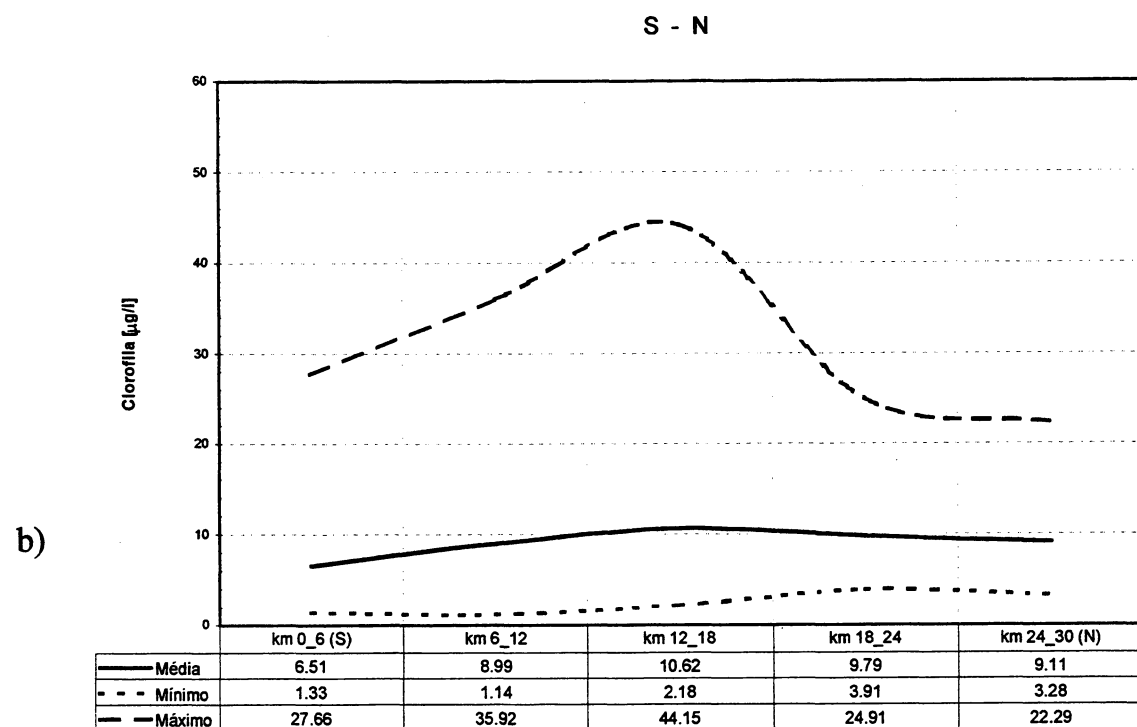
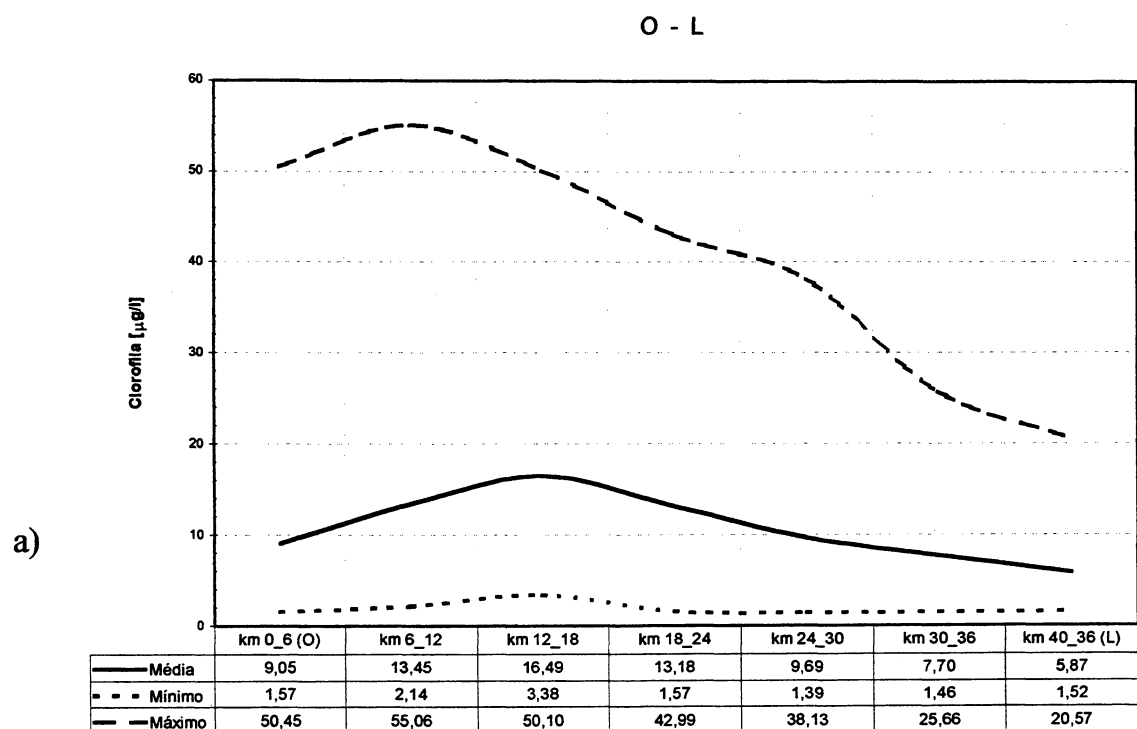
húmicas são baixos. Neste eixo, os valores máximos apresentam-se elevados somente no extremo Sul, devido à influência da bacia de drenagem acima mencionada.

FIGURA 3.23 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DO MATERIAL PARTICULADO EM SUSPENSÃO: a) EIXO L-O b) EIXO S-N



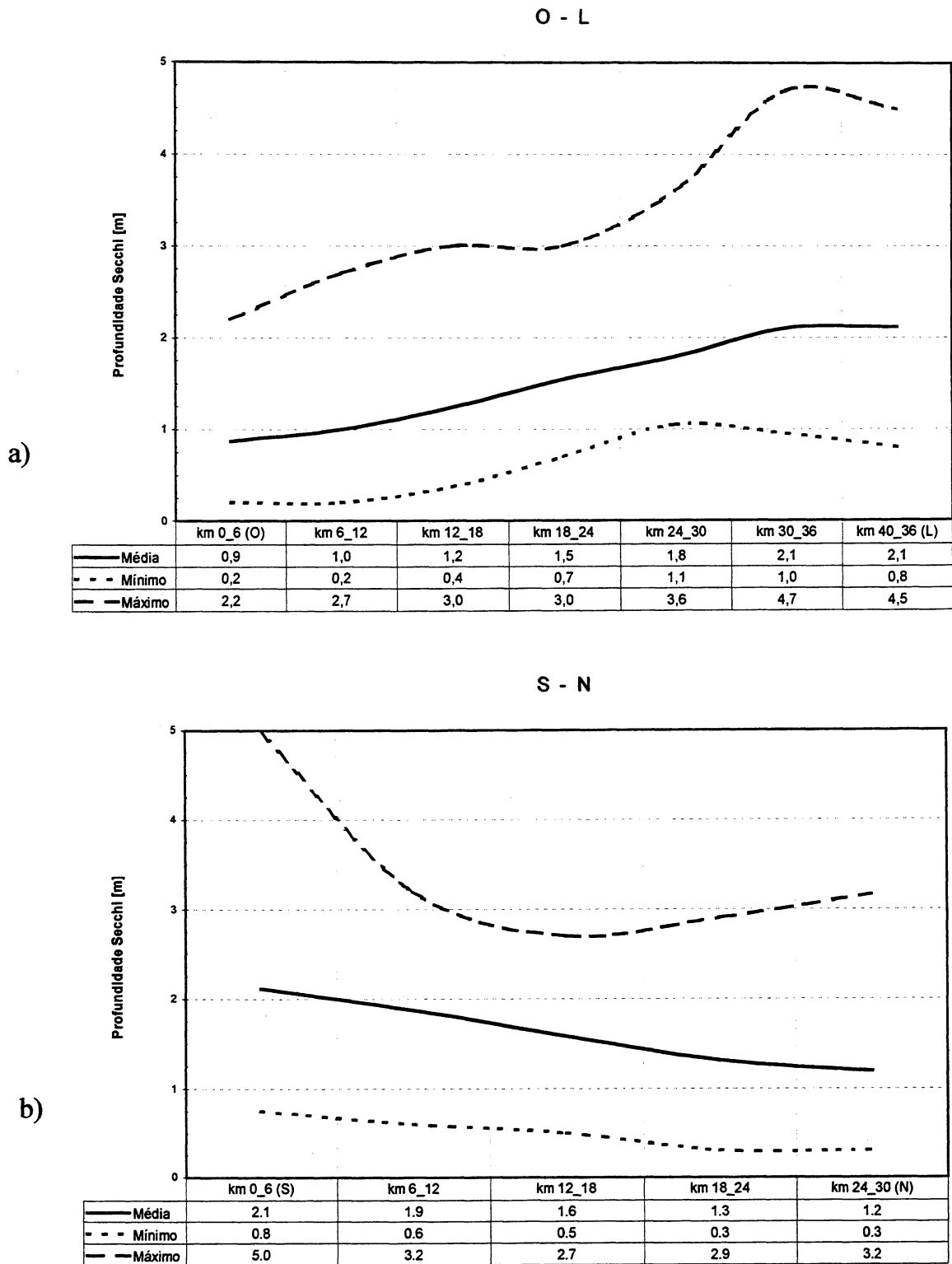
FONTE: Pesquisa de campo

FIGURA 3.24 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA CLOROFILA: a) EIXO L-O
b) EIXO S-N



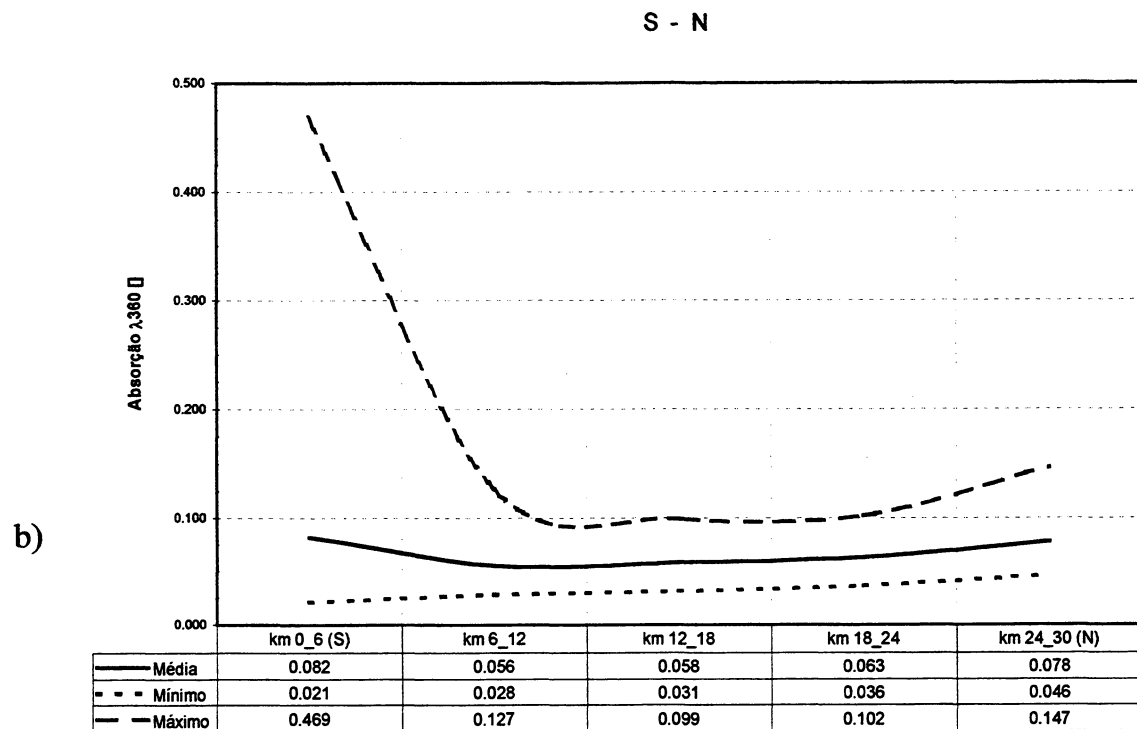
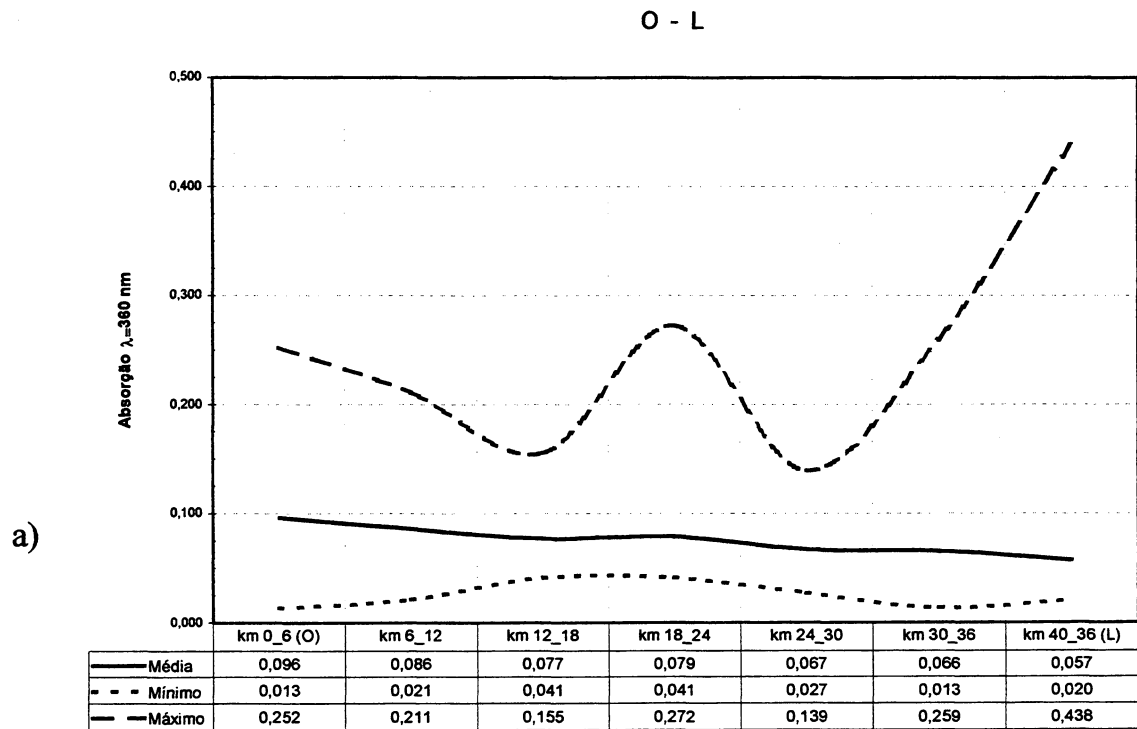
FONTE: Pesquisa de campo

FIGURA 3.25 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA PROFUNDIDADE SECCHI:
a) EIXO L-O b) EIXO S-N



FONTE: Pesquisa de campo

FIGURA 3.26 - VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DA ABSORÇÃO $\lambda_{360 \text{ nm}}$: a) EIXO L-O
b) EIXO S-N



FONTE: Pesquisa de campo

3.4 CONCLUSÃO

As diferenças entre as bacias hidrográficas dos eixos S-N e L-O, e também, as diferenças entre suas áreas de mangue, a geometria do entorno, a forma e o tipo de fundo e a influência marinha, foram as principais causas da variabilidade dos indicadores dinâmicos nesses dois principais eixos do Complexo Estuarino de Paranaguá.

A região de Antonina apresenta rápida resposta a elevados valores de precipitação, ocorrendo, nestes casos, valores de salinidade próximos a zero e elevado aporte de sedimentos em suspensão. O eixo L-O é mais influenciado pelo aporte de água doce de sua bacia hidrográfica que o eixo S-N. A variação da salinidade do corpo aquoso como um todo, tanto no eixo L-O como no eixo S-N, não está relacionada à precipitação total mensal, e sim à precipitação dos sete dias anteriores à medição.

A zona de máxima turbidez está diretamente relacionada à intensidade das correntes e, conseqüentemente, às marés de sizígia, e, ainda, com menor importância, à estratificação da coluna d'água. Esta região de maior turbidez concentra-se entre as Ilhas Gererês e o Porto de Paranaguá no eixo L-O. No eixo S-N, esta concentra-se na altura do Furo do Tibicanga.

A temperatura da água foi o único parâmetro que apresentou uma sazonalidade bem marcada e pouca variação entre os dois eixos estudados.

Foram identificados três fatores que causam picos na concentração de MPS na superfície da água: o grande aporte de material oriundo da bacia de drenagem em momentos de grande precipitação na região próxima a Antonina, a formação da zona de máxima turbidez entre as Ilhas Gererês e Paranaguá, e a penetração de água marinha com elevada biomassa zooplancônica nas regiões mais próximas à desembocadura. Pelo exposto, somente a análise do MPS na superfície, sem a separação da porção inorgânica, é insuficiente para estimativas de transporte de material particulado em suspensão, principalmente em regiões de grande influência marinha.

Contudo, é notório o aporte de sedimento fluvial na região de Antonina. Este transporte de sedimento de sentido unidirecional (rio-estuário) apresenta ocorrência sazonal e episódica, pois é mais freqüente no verão, visto que o potencial de erosividade pela chuva é oito vezes superior ao do inverno, podendo, no entanto, o aporte de sedimento fluvial acontecer em qualquer época do ano em que ocorra intensa precipitação.

De modo geral, o eixo L-O apresenta maior produtividade biológica (clorofila *a*) que o eixo S-N. A maior fonte de matéria orgânica dissolvida (substâncias húmicas), na área que engloba este trabalho, é o conjunto de micro-bacias de drenagem margeadas por manguezais que deságuam no Mar da Cotinga.

CAPÍTULO IV

4. MONITORAMENTO DA EVOLUÇÃO MORFOLÓGICA DA LINHA DE COSTA NA DESEMBOCADURA DO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ A PARTIR DE IMAGENS LANDSAT-TM

4.1 INTRODUÇÃO

A costa paranaense apresenta uma forma retilínea com cerca de 90 km de extensão, sendo predominantemente arenosa, interrompida apenas por alguns pontais rochosos e pelas desembocaduras das baías de Guaratuba, ao Sul, e de Paranaguá, ao Norte. A presença destas desembocaduras favorece avanços (progradação) e recuos da linha de costa, com magnitudes que variam de poucos metros a centenas de metros. Tais mudanças na configuração da costa podem ser explicadas pelo deslocamento de barras e canais de deltas de maré vazante, que ocorrem associados às desembocaduras (ANGULO, 1993). Esses movimentos da linha de costa, devido à erosão e deposição, estão entre as principais preocupações do gerenciamento costeiro.

A disponibilidade e continuidade dos dados obtidos por satélites de monitoramento ambiental têm sido uma alternativa viável para diversos estudos ambientais, como o mapeamento de feições costeiras dinâmicas e o monitoramento de alterações na linha de costa (WHITE e EL ASMAR, 1999). A missão LANDSAT dispõe de uma seqüência de imagens obtidas desde 1984 com o sensor TM-5, e desde 1999 com o sensor TM-7. Além disso, as missões SPOT, IRS e CBERS também possuem seqüências de imagens disponíveis. Estas seqüências de imagens são uma opção acessível para estudos de processos dinâmicos em ambientes costeiros. Cabe salientar que, apesar da capacidade sinóptica do sensoriamento remoto, a escala do fenômeno estudado precisa ultrapassar a limitação da resolução espacial destes sensores, a qual é de 30 metros no caso do Landsat.

Este capítulo apresenta dois objetivos. O primeiro é avaliar a potencialidade do uso de imagens de satélite no monitoramento da variabilidade espaço-temporal da linha praial superior nas duas margens da desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá - PR, utilizando 8 imagens multiespectrais Landsat-TM, no período entre 1985 e 2000. O segundo objetivo é avaliar se a resposta morfológica das duas margens em questão é a mesma sob a ação das forçantes oceanográficas e meteorológicas.

Relativamente aos tipos de análise da abordagem morfodinâmica (WRIGHT, 1995), este capítulo abrange, principalmente, a análise da variabilidade espaço-temporal das condições ambientais, através da variação do estado morfológico das margens da desembocadura do CEP (compartimentos 5, 8 e 10), e a análise da variabilidade da frequência e capacidade das fontes externas de energia (vento, ondas) de promover alterações e instabilidades (compartimento 1).

4.2 MÉTODO

Para o presente estudo, foram utilizadas 6 imagens do sensor TM Landsat 5, e duas do TM Landsat 7 (*), das seguintes datas: 25/05/85, 14/09/86, 14/05/88, 09/09/90, 18/07/94, 24/06/97, 26/09/99*, 07/05/00*.

A imagem de 1994 foi georreferenciada utilizando um grande número (mínimo de 30) de bem distribuídos pontos de controle, obtidos *in situ* a partir de GPS e cartas topográficas de escala 1:50.000, sendo que houve um particular esforço em obter uma maior quantidade de pontos no entorno do Complexo Estuarino de Paranaguá. Todos os pontos de controle obtidos possuíam erro menor que 1 pixel, tanto em x quanto em y. No registro das imagens foi utilizado como modelo geométrico um polinômio de 2ª ordem, e o método de reamostragem por interpolação utilizado foi o método bilinear, o qual é uma média ponderada dos quatro pixels vizinhos (CRÓSTA, 1993). O datum horizontal foi o SAD-69.

As demais imagens foram georreferenciadas em relação à imagem de 1994, onde o número de pontos de controle, o erro menor que 1 pixel, o datum horizontal e o método de interpolação foram os mesmo adotados na imagem de 1994 (Figura 4.1).

Com o objetivo de delimitar áreas com água e sem água (solo e vegetação terrestre), foi utilizado o Índice de Diferença Normalizada da Água (NDWI), proposto por McFEETERS (1996). Este índice é calculado como segue:

$$NDWI = \frac{(b2 - b4)}{(b2 + b4)} \quad (4.1)$$

onde b2 (0,52 – 0,60µm) é a banda que correspondente à radiação refletida na faixa do verde, e b4 (0,76 – 0,90µm) representa a radiação refletida no infravermelho próximo. Uma exceção ocorreu com a imagem de 1990 pelo fato de a banda 4 estar danificada. Desta forma, a banda 5 (1.55µm – 1.75µm), que se encontra na faixa do infravermelho médio, foi utilizada.

A seleção destas bandas espectrais destina-se a: i) maximizar a reflectância de feições da água, utilizando a faixa verde do espectro da luz visível; ii) minimizar a baixa reflectância da água no infravermelho; e iii) tirar proveito da alta reflectância da vegetação terrestre e do solo na faixa do infravermelho próximo.

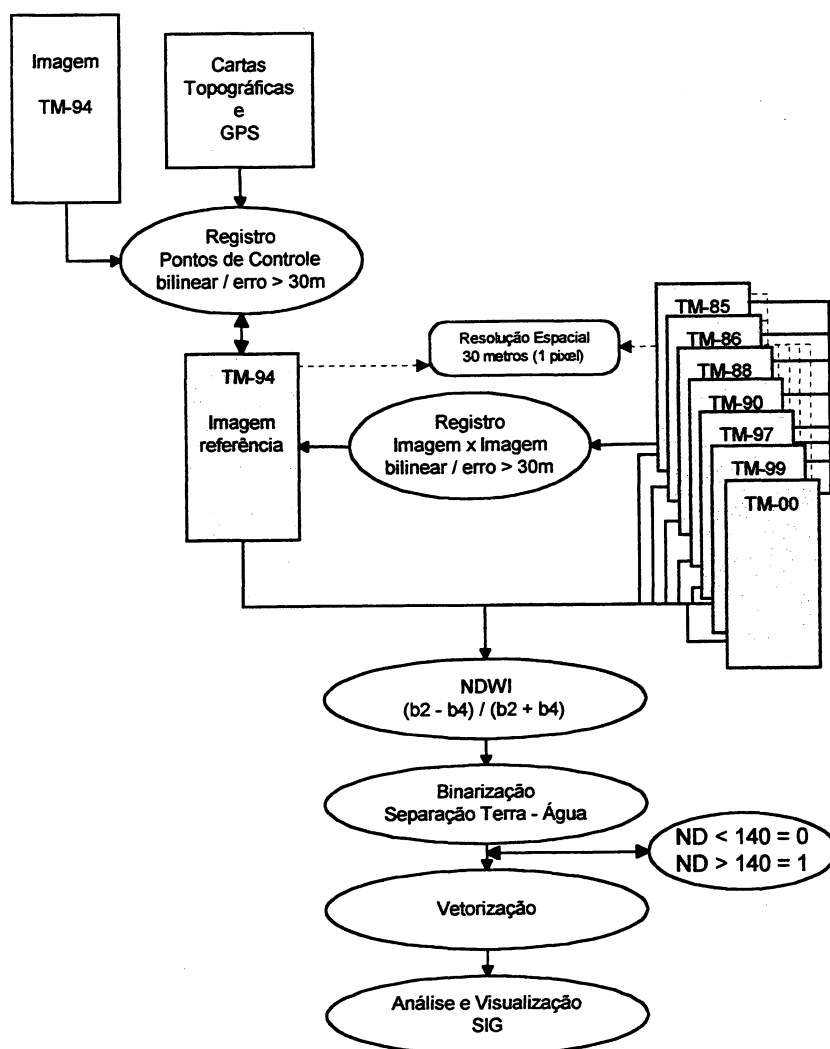
Após a aplicação da Equação 4.1, as regiões de água apresentam valores positivos, enquanto que a vegetação e o solo apresentam valores iguais a zero ou negativos. Esses valores negativos ocorrem devido à maior reflectância da vegetação e do solo na faixa do infravermelho (b4) que na faixa do verde (b2). O resultado da equação foi convertido em uma imagem de 255 níveis de cinza.

Segundo McFEETERS (1996), para a delimitação de corpos aquosos, a aplicação do método de razão de bandas é mais vantajoso que o método de uma única banda no infravermelho, visto que, o uso do NDWI realça as diferenças entre terra e água. Isto reduz a possibilidade de erro na escolha do valor do nível digital que definirá o limite entre as regiões com água e sem água, principalmente quando esta escolha for realizada por diferentes analistas.

Como a transição entre água e terra em praias arenosas sofre a ação da zona de arrebenção e do espraçamento, o valor do nível digital (ND) correspondente ao limiar entre água e terra foi determinado a partir da análise visual.

Nenhum método de correção atmosférica foi empregado, devido à inexistência de dados das condições atmosféricas das imagens mais antigas. Contudo, parte-se do princípio de que este fato não compromete os resultados, uma vez que os limiares foram extraídos individualmente a partir de análise visual. Mesmo assim, houve uma certa constância no valor limite encontrado para as diferentes imagens, sendo 6 imagens com valor limite ND=140 e duas com ND=160. As duas imagens que apresentaram valores maiores são as imagens com maior presença de nuvens.

FIGURA 4.1 - METODOLOGIA UTILIZADA NA OBTENÇÃO DA LINHA PRAIAL SUPERIOR ESPECTRAL



Após a definição desse limiar, as imagens foram transformadas em imagens binárias, representando água e terra. Estas imagens binárias foram vetorizadas, obtendo-se, desta forma, a linha divisória entre água e terra. Com a vetorização, estas linhas puderam ser visualizadas e analisadas em um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Os programas computacionais de processamento de imagens e SIG utilizados foram ER-Mapper e SPANS, respectivamente.

4.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A linha extraída a partir do método acima descrito corresponde a uma estreita faixa situada entre a linha d'água e a zona de arrebentação, com profundidade suficiente (aproximadamente 1 m) para a resposta espectral da água ter influência sobre o NDWI, pois, nas regiões muito rasas, a resposta espectral predominante corresponde ao fundo arenoso. Como não existe uma definição específica para esta região, e a definição que mais se aproxima é a de linha praial superior, será utilizado o termo **linha praial superior espectral** para se referir a ela.

Outro fator que deve ser levado em conta na análise da linha praial superior espectral é a situação da maré no momento da aquisição da imagem. A comparação do nível da maré, no momento da aquisição, com a previsão astronômica da maré (Marés – Programas para Previsão e Análise, FRANCO, 1992) para os anos de 1985 e 1986, e com os dados do marégrafo instalado no porto de Paranaguá para os demais anos, demonstra que o nível da maré, em 6 das 8 datas acima mencionadas, não apresenta variações significativas. Para as datas de 1988 e 1990, a aquisição da imagem ocorreu no momento de uma maré baixa de sizígia.

Considerando que a variação da maré na desembocadura da baía é menor que 2 metros (MARONE et al., 1995a), e que observações feitas no local mostram que a extensão de praia ocupada entre as marés alta e baixa de sizígia raramente ultrapassa 80 metros de faixa de praia nos trechos onde alcança maior extensão e menor inclinação. Levando-se em conta o exposto e o fato da pouca variação do nível da

maré no momento da aquisição das imagens, assume-se que o erro devido à variação da maré é inferior ao erro referente à correção geométrica das imagens, estimado em 30 metros continente adentro ou 30 metros oceano afora, havendo, assim, uma faixa de 60 metros de indeterminação.

Para avaliar o erro total do método de extração da linha praial superior espectral proposto, foram escolhidos três pontos sem variação horizontal do nível do mar, localizados em costões rochosos: dois deles na Ilha da Galheta e um no Morro do Farol das Conchas, na Ilha do Mel. Esses pontos voltados para o Norte, com o intuito de minimizar possíveis erros causados pela variação no ângulo solar. Nesses pontos, medidas de distância entre os pares de linha foram realizadas para cada combinação de data possível, totalizando 28 medidas em cada ponto. A variação média dessas distâncias para os três pontos juntos ($n=84$) foi de 18,72 metros, e o desvio padrão foi igual a 11,62. Pode-se afirmar, então, que o erro referente ao método é inferior a 1 pixel.

As variações na morfologia da linha praial superior espectral da margem Sul da desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá (Figura 4.2) são, predominantemente, para Leste, alcançando maior extensão e largura (S-N) em 1997. Observam-se, ainda, estreitos avanços pontuais na direção Leste, como em 1985 e 1999, formando uma espécie de lobo praial. A formação destes lobos praias pode estar vinculada à geração de instabilidades causadas pelas constantes inversões nas correntes de maré, associada ao deslocamento de barras submersas próximas à linha de costa, e a um possível contato dessas barras com a praia. Este processo caracteriza um transporte de sedimentos ao longo da linha de costa, além de troca de material com o sistema de barras submersas do banco da Galheta.

Entre 1985 e 1997 o avanço máximo da linha praial foi de 321 metros. Segundo SOARES et al. (1994), esta região progradiu aproximadamente 700m em 40 anos (1953 a 1993), com um avanço médio anual de 17,5 m/ano.

A partir de 1997, a praia do Balneário de Pontal do Sul apresentou um padrão erosivo, ocorrendo recuos superiores a 200 metros entre 1997 e 2000. Este padrão erosivo também é confirmado pelo monitoramento da linha de costa (interface

vegetação – areia da praia), realizado pelo Laboratório de Oceanografia Geológica – CEM, utilizando DGPS (Figura 4.3) (FUNPAR, 2000).

A dinâmica da morfologia da linha praial superior espectral da Praia do Farol da Conchas na Ilha do Mel (Figura 4.4) mostra a evolução contínua de um esporão, este já observado anteriormente por GIANNINI et al. (1995), PARANHOS (1996), GOBBI (1999).

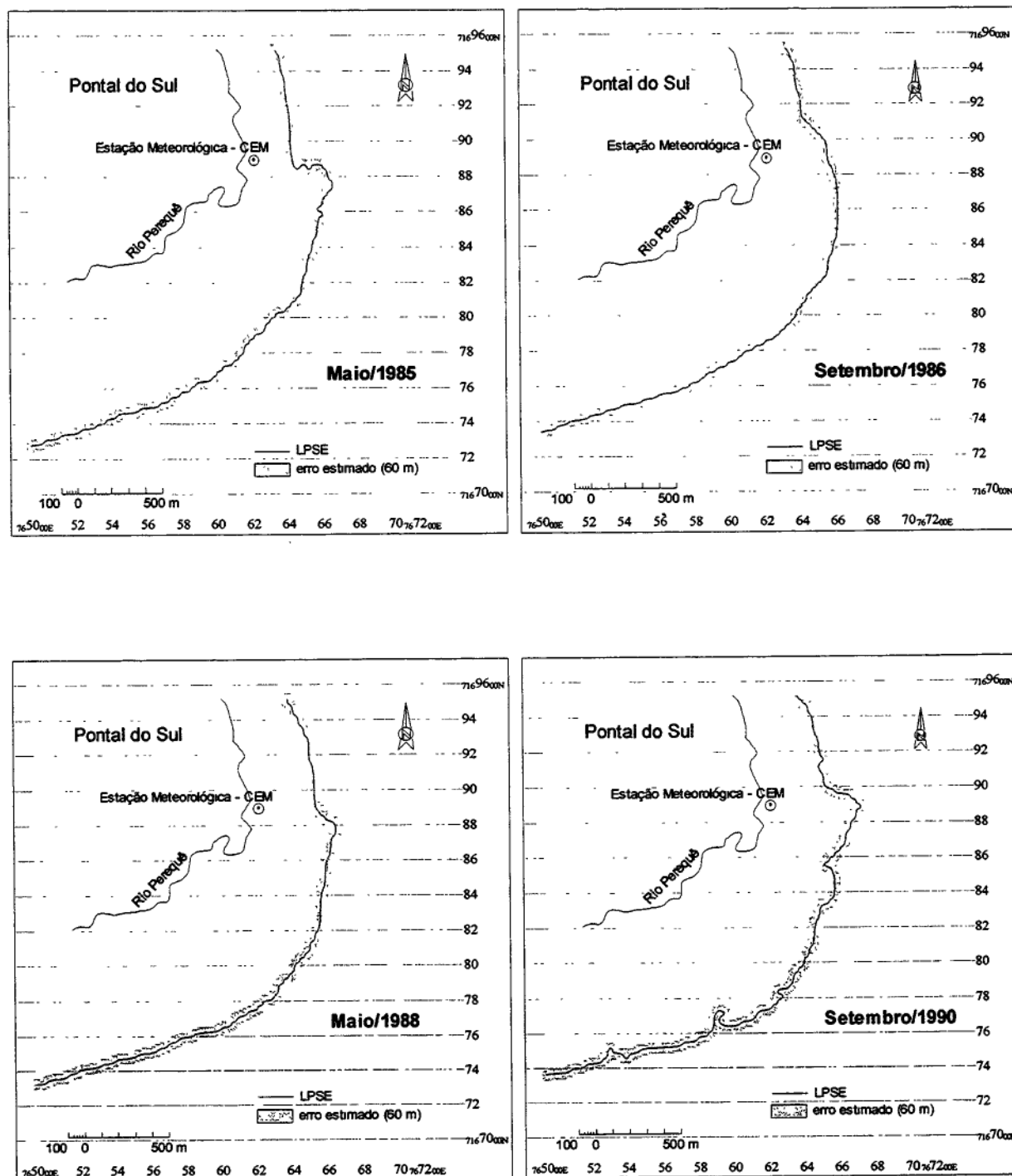
Para GIANNINI et al. (1995), o crescimento do esporão da Praia do Farol são novas acumulações sedimentares causadas pela redistribuição do material erodido no istmo da Ilha do Mel. Esta erosão do istmo é atribuída, pelo autor, à mudanças na dinâmica regional de correntes litorâneas.

Segundo GOBBI (1999), o crescimento do esporão se deve ao aumento da deposição de sedimentos oriundos das dragagens do Canal da Galheta e capturados pela desembocadura Norte, associado a uma intensificação no clima de ondas de E e SE. A causa desta intensificação seria um aumento na frequência de marés meteorológicas. No entanto, este aumento de marés meteorológicas ainda não foi comprovado de fato.

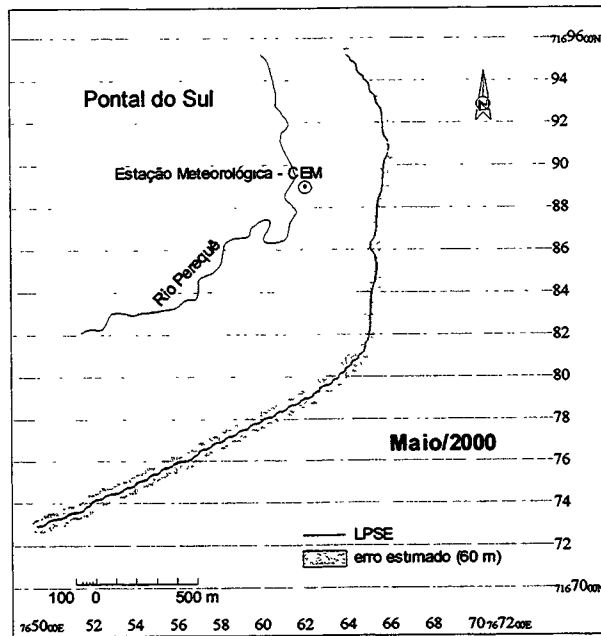
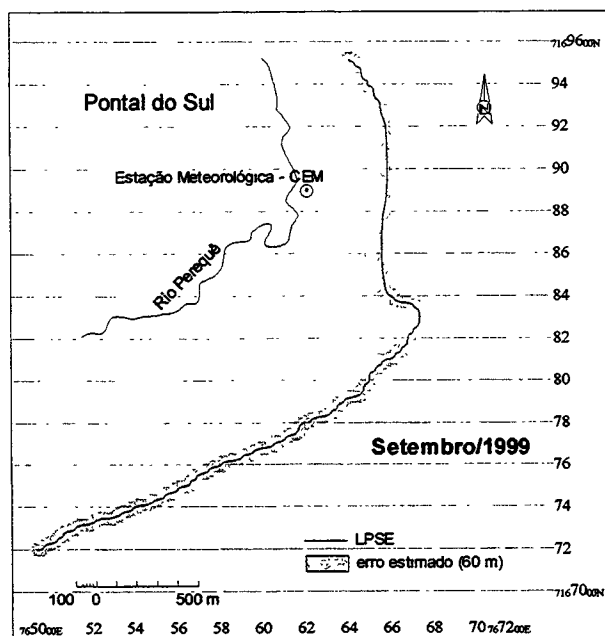
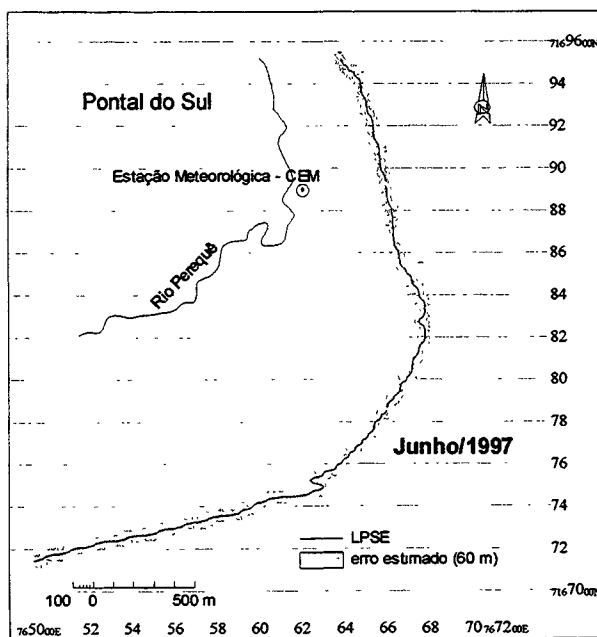
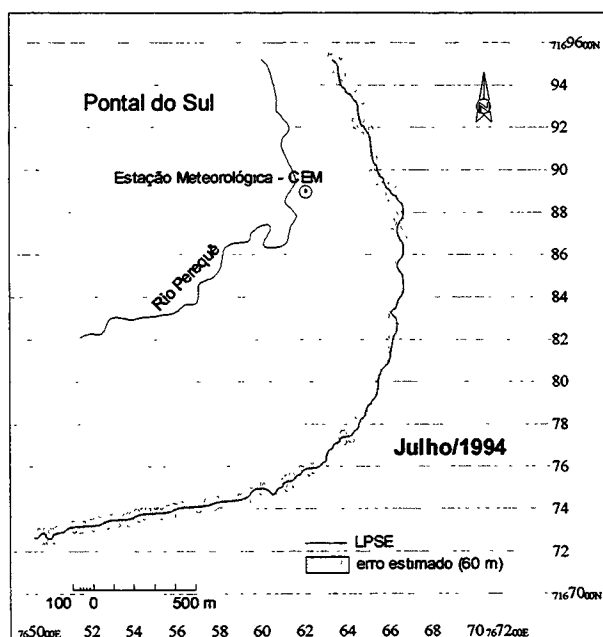
Contudo, estes sedimentos depositados na Praia do Farol não podem ser associados somente às atividades de dragagens, visto que, também houve processo deposicional nos anos em que não foram realizadas dragagens. A intensificação no clima de ondas de E e SE, associado aos processos erosivos no Balneário de Pontal do Sul e de balneários localizados mais ao Sul, pode ter aumentado a carga de sedimentos transportados por correntes de deriva em direção Norte, e, desta forma, também ter contribuído nesse processo deposicional da Praia do Farol.

FIGURA 4.2 - VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR (LPSE) ESPECTRAL NA MARGEM SUL DO CEP ENTRE 1985 E 2000

continua

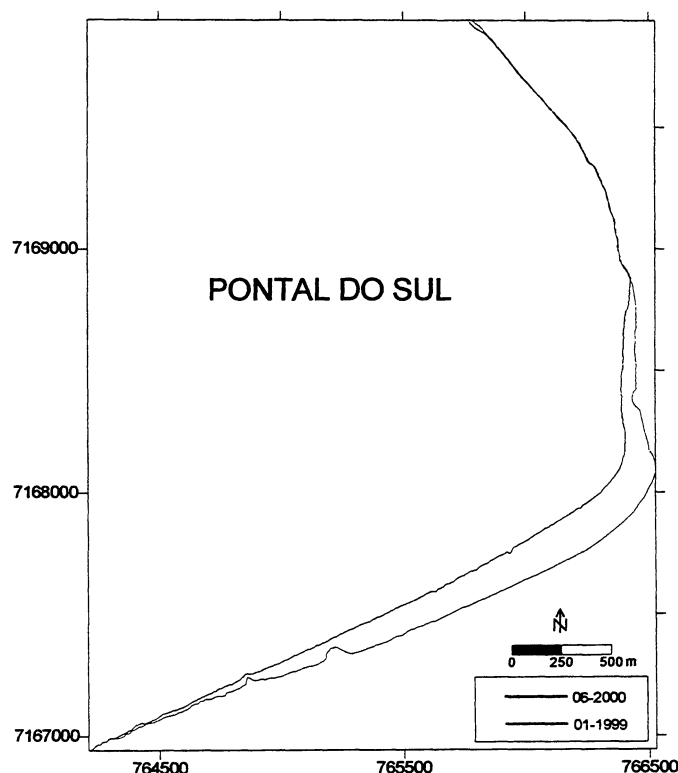


conclusão



FONTE: Imagens Landsat-TM

FIGURA 4.3 - VARIAÇÃO DA LINHA DE COSTA ENTRE JANEIRO DE 1999 E JUNHO DE 2000 NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL



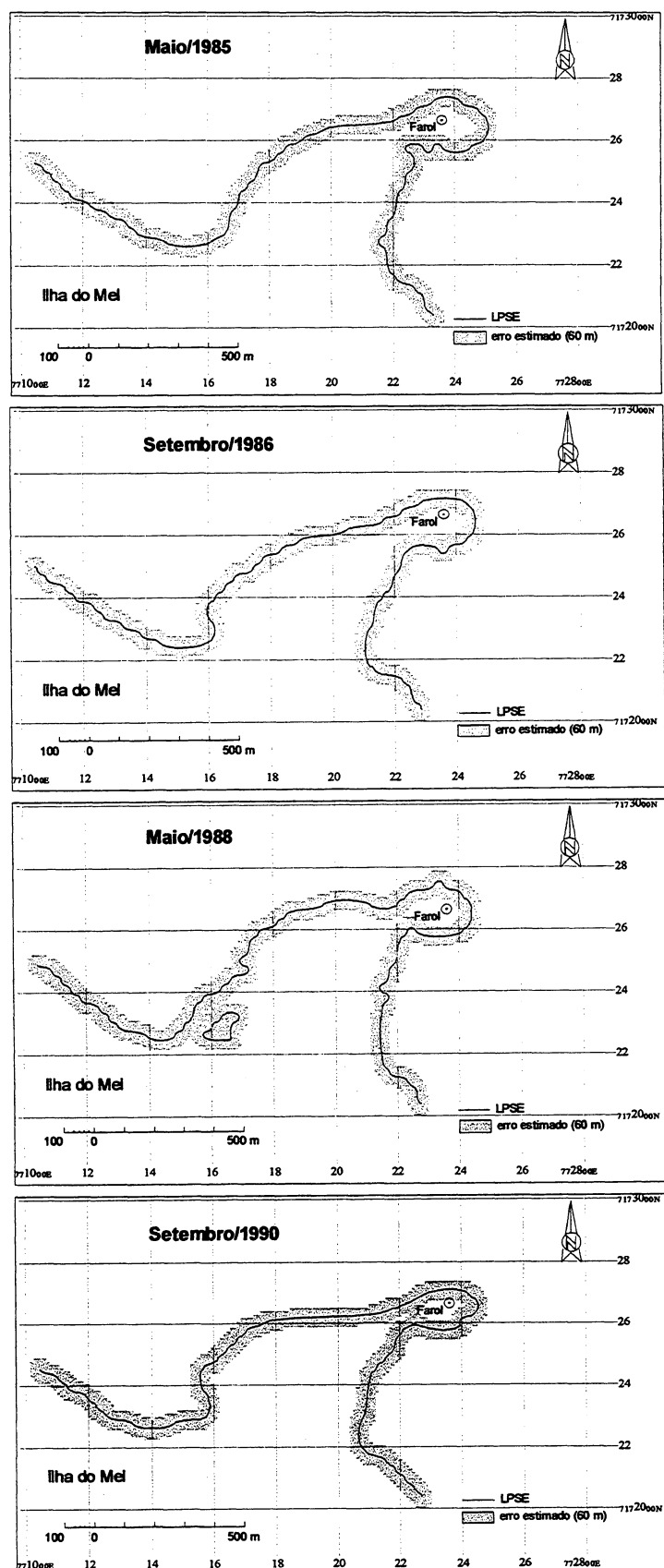
FONTE: Laboratório de Oceanografia Geológica – CEM (FUNPAR, 2000)

Na evolução da morfologia da margem Norte (Figura 4.5), onde a Ilha das Peças corresponde à linha praial superior espectral da esquerda, e a Ilha de Superagüi corresponde à da direita, observam-se avanços da linha praial para leste na Ilha das Peças, chegando a 541 metros (1985-1997), e posterior recuo. Este recuo está relacionado à formação dos bancos de areia que aparecem logo à frente do local onde houve o processo erosivo (1985, 1999 e 2000).

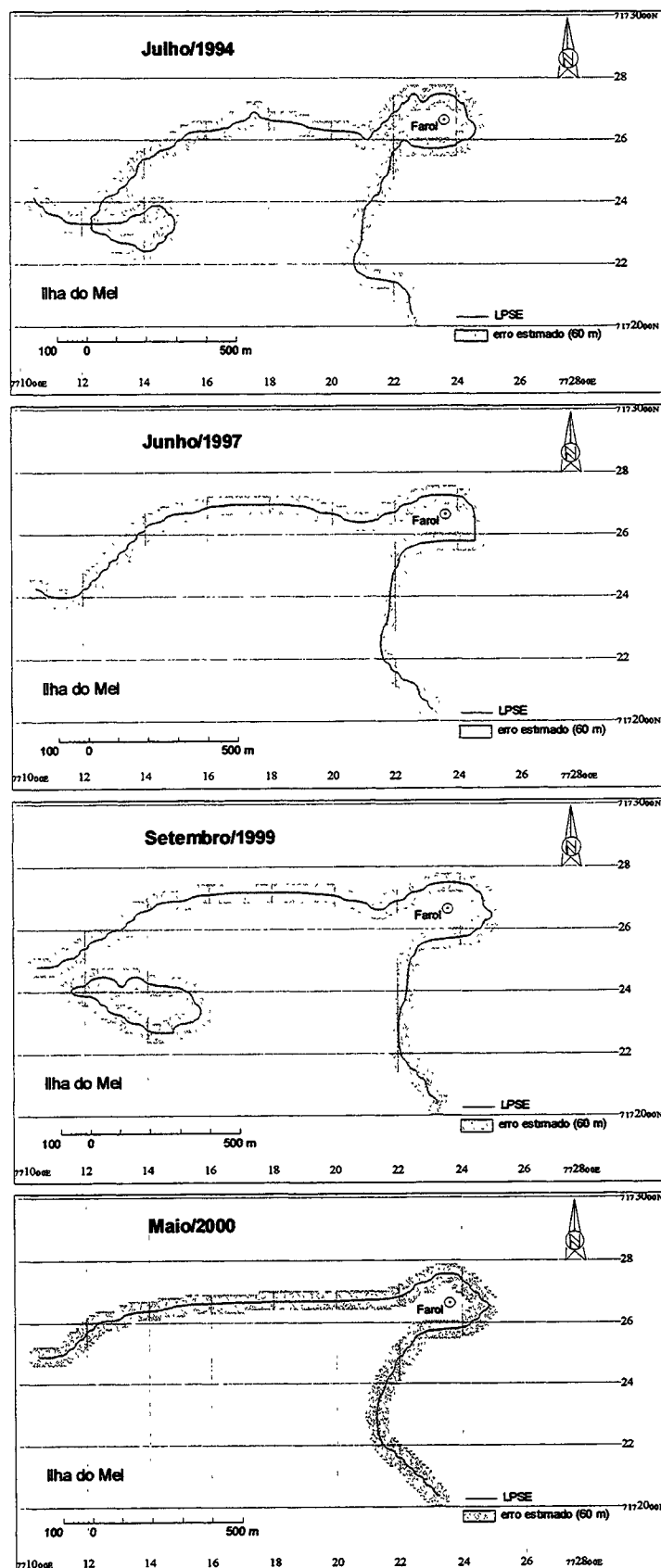
Na Ilha de Superagüi ocorrem processos de migração de lobos praias, com erosão a sota-mar e deposição a barlamar. Este fato está provavelmente relacionado à interrupção das ondas e à variação em seu ângulo de incidência. Estas alterações no padrão das ondas, e conseqüente variação nos processos de refração e difração das ondas, são ocasionadas pela constante alteração na batimetria dos bancos arenosos e por variações dos canais de maré.

FIGURA 4.4 - VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR (LPSE) ESPECTRAL NA PRAIA DO FAROL ENTRE 1985 E 2000

continua



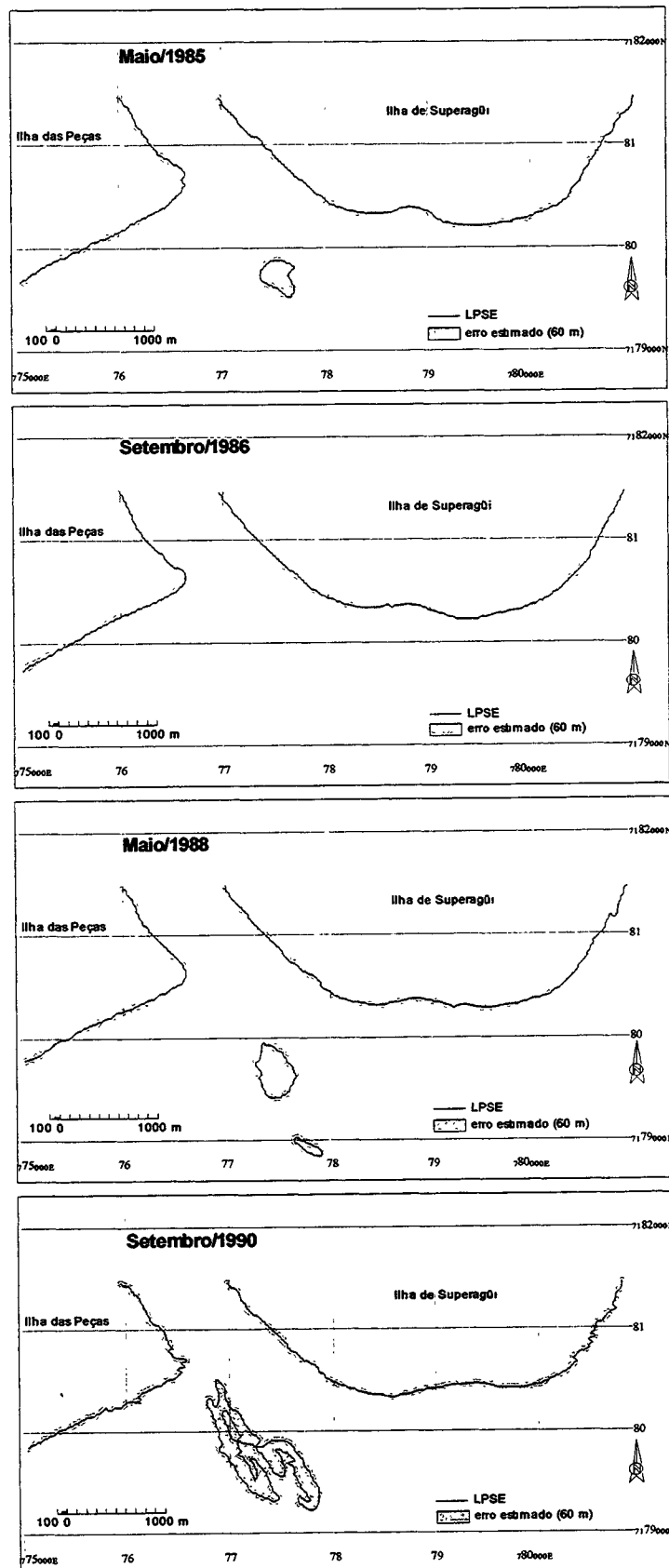
conclusão



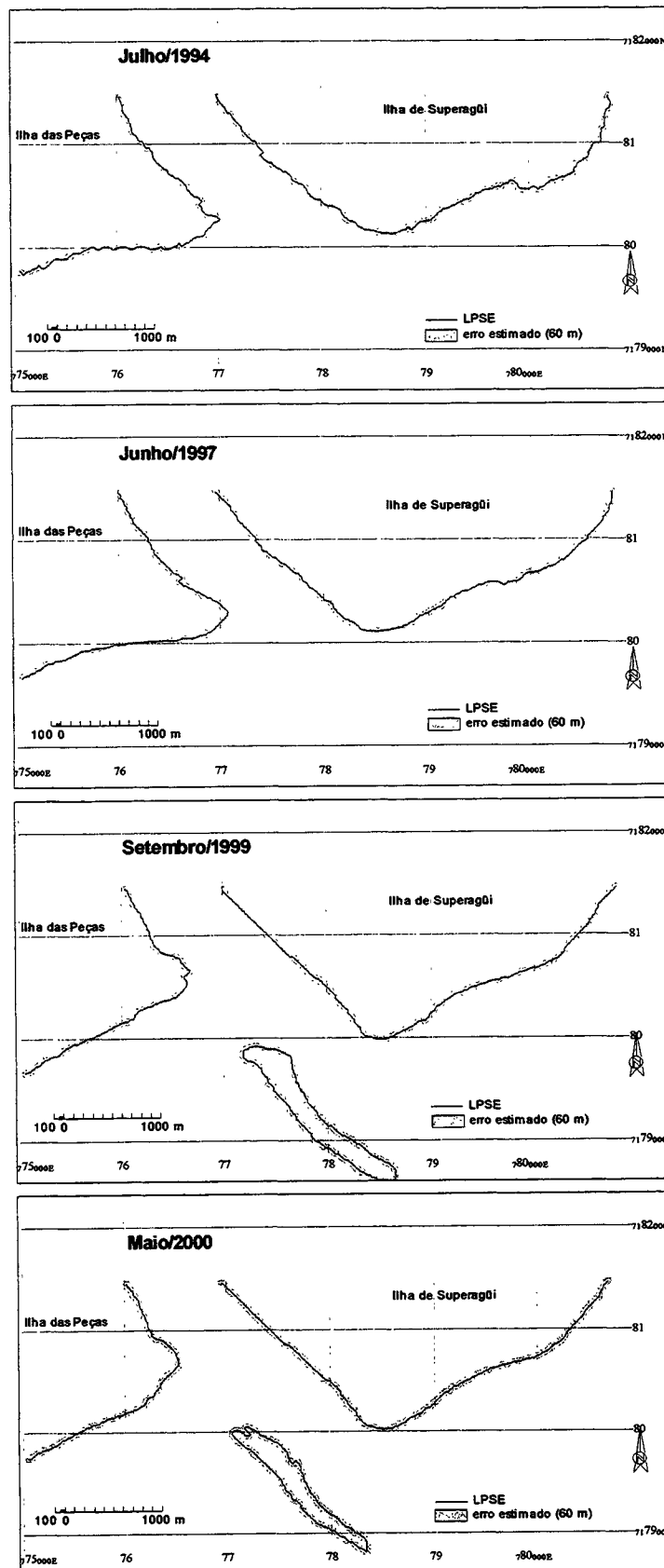
FONTE: Imagens Landsat-TM

FIGURA 4.5 - VARIAÇÃO NA MORFOLOGIA DA LINHA PRAIAL SUPERIOR (LPSE) ESPECTRAL NA MARGEM NORTE DO CEP ENTRE 1985 E 2000

continua



conclusão



FONTE: Imagem Landsat-TM

A Tabela 4.1 mostra a variação de área (ΔA) nos quatro pontos estudados. O valor apresentado representa a subtração da área de uma data pela área da data anterior ($\Delta A = A_{i+1} - A_i$, onde A_i = área estimada na data i), obtendo, desta forma, a variação de área no período correspondente entre as duas datas. Assim, valores negativos de área indicam que houve erosão no período, e valores positivos indicam deposição.

Foi estimado um erro para os valores de área obtidos. Para tal, foi calculado o comprimento médio da linha praial superior espectral (Tabela 4.1) de todas as datas. Este valor foi multiplicado por 30, que corresponde ao erro referente à correção geométrica das imagens. Desta forma, variações de área menores que o erro estimado devem ser analisadas com maior cautela. A Ilha do Mel apresentou um elevado erro estimado, o qual deve-se, provavelmente, à pequena extensão da linha praial relativamente às variações ocorridas.

TABELA 4.1 - VARIAÇÃO DA ÁREA - ΔA (km²).

Período	Pontal do Sul	I. Mel	I. Peças	I. Superagüi
Mai/85 – Set/86	-0,025 (-0,8%)	-0,04 (-7,4%)	-0,160 (-8,3%)	-0,072 (-2,0%)
Set/86 – Mai/88	0,119 (4,0%)	0,025 (5,0%)	-0,011 (-0,6%)	-0,080 (-2,3%)
Mai/88 – Set/90	-0,035 (-1,1%)	-0,030 (-5,7%)	-0,078 (-4,5%)	-0,259 (-7,5%)
Set/90 – Jul/94	0,305 (10,1%)	0,097 (19,8%)	0,555 (33,3%)	0,166 (5,2%)
Jul/94 – Jun/97	0,269 (8,1%)	0,108 (18,3%)	0,061 (2,7%)	-0,112 (-3,3%)
Jun/97 – Set/99	-0,418 (-11,6%)	-0,003 (-0,4%)	-0,362 (-15,8%)	-0,051 (-1,6%)
Set/99 – Mai/00	-0,230 (-7,2%)	0,029 (4,2%)	-0,144 (-7,5%)	-0,155 (-4,8%)
comprimento médio (km)	3,59	2,43	3,31	5,23
erro estimado (km ²)	±0,108 (3,4%)	±0,073 (12,4%)	±0,099 (5,2%)	±0,157 (4,7%)

A Tabela 4.2 apresenta a variação de área acumulada (ΔAC) em relação à área da primeira imagem (1985). Este valor de área acumulada representa a diferença entre a área do ano i e a área do ano de referência ($\Delta AC = A_i - A_{85}$).

TABELA 4.2 - VARIAÇÃO DA ÁREA ACUMULADA - ΔAC (km²).

Período	Pontal do Sul	I. Mel	I. Peças	I. Superagüi
Mai/85 – Set/86	-0,025 (-0,8%)	-0,040 (-7,4%)	-0,160 (-8,4%)	-0,072 (-2,0%)
Mai/85 – Mai/88	0,094 (3,2%)	-0,015 (-2,8%)	-0,171 (-8,9%)	-0,152 (-4,2%)
Mai/85 – Set/90	0,059 (2,0%)	-0,005 (-8,4%)	-0,249 (-13,0%)	-0,411 (-11,4%)
Mai/85 – Jul/94	0,364 (12,3)	0,067 (9,7%)	0,306 (16,0%)	-0,245 (-6,8%)
Mai/85 – Jun/97	0,633 (21,4%)	0,205 (29,7%)	0,367 (19,1%)	0,357 (-9,9%)
Mai/85 – Set/99	0,215 (7,2%)	0,105 (29,2%)	0,005 (0,3%)	-0,408 (-11,3%)
Mai/85 – Mai/00	-0,015 (-0,5%)	0,026 (34,6%)	-0,139 (-7,2%)	-0,563 (-15,6%)

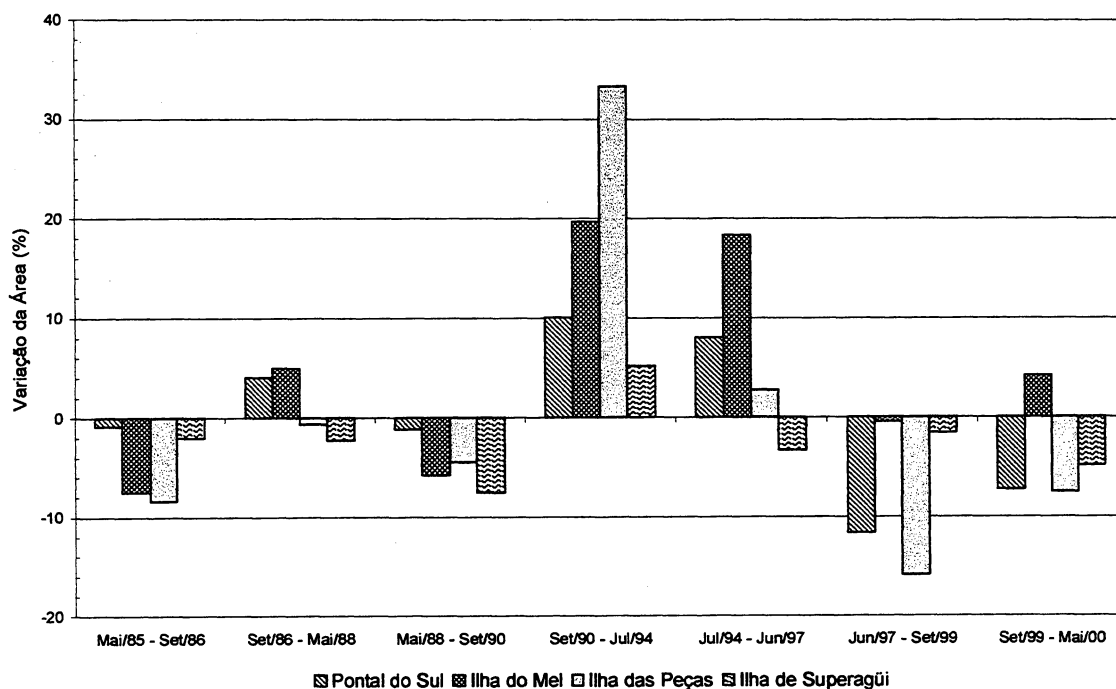
A análise da variação de área entre a aquisição das imagens (Figura 4.6) mostra que o período entre 1985 e 1990 apresentou pouca variação nos quatro pontos, sendo que as ilhas de Superagüi e das Peças apresentaram tendência erosiva, a qual foi maior em Superagüi.

Entre 1990 e 1994, houve um aumento significativo de área em todos os pontos, sendo este o maior aumento entre todos os períodos para os quatro pontos, chegando a 0.555 km² na Ilha das Peças. Na Ilha de Superagüi, este foi o único período em que houve aumento de área.

No período entre 1994 a 1997, ainda ocorreu considerável aumento de área em Pontal do Sul e na Ilha do Mel. Já na Ilha das Peças quase não houve variação, e em Superagüi houve retorno ao processo erosivo.

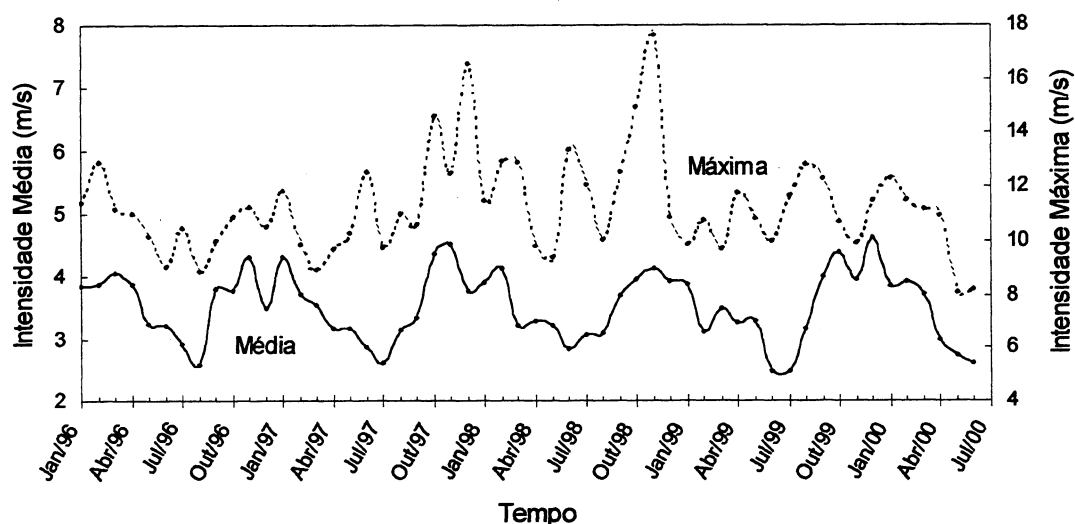
No período de 1997 a 1999 ocorreram as maiores variações negativas em Pontal do Sul (-0.418 km²) e Ilha das Peças (-0.362 km²). Esta tendência erosiva continuou no período entre 1999 a 2000, não sendo verificada somente na Ilha do Mel.

FIGURA 4.6 - VARIAÇÃO DE ÁREA ENTRE A AQUISIÇÃO DAS IMAGENS



Há fortes evidências que o processo erosivo de 1997 a 1999 está associado à variações na frequência e intensidade dos ventos. A análise da intensidade e direção do vento registradas pela estação meteorológica localizada no Centro de Estudos do Mar, em Pontal do Sul, apresenta um aumento da intensidade máxima do vento na primavera e verão de 1998 e 1999 (Figura 4.7).

FIGURA 4.7 – VARIAÇÃO MENSAL MÉDIA E MÁXIMA DA INTENSIDADE DO VENTO NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL

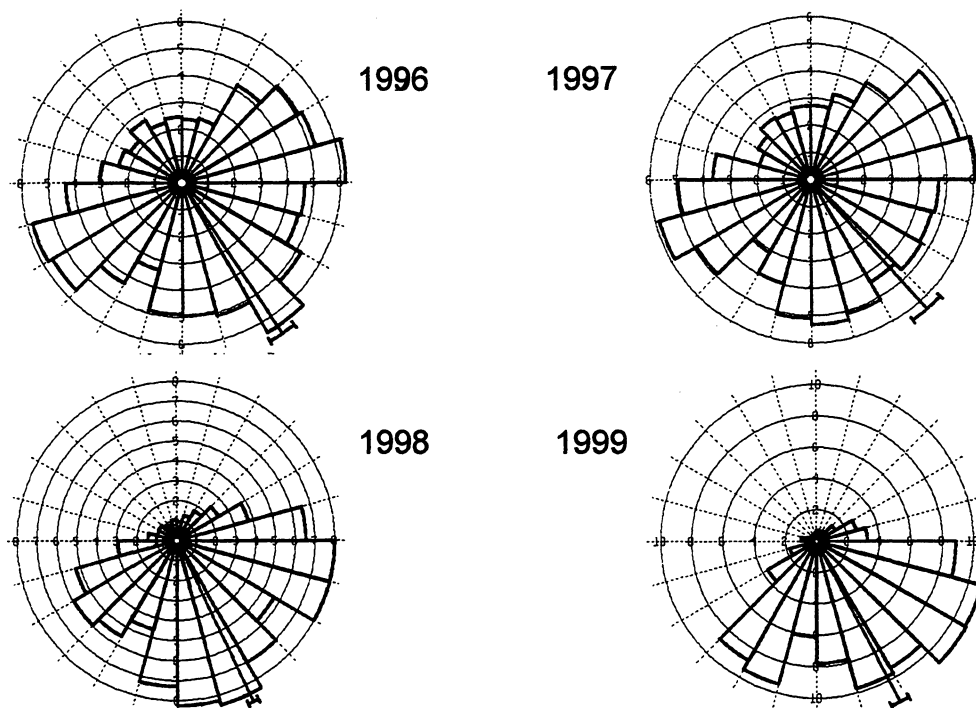


FONTE: Laboratório de Física Marinha - CEM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

Esse aumento na intensidade máxima do vento em 1998 e 1999 está associado a uma maior frequência de ventos de S e SE, diferentemente dos anos de 1996 e 1997, onde a frequência de ventos de NE também é significativa (Figura 4.8).

FIGURA 4.8 - FREQUÊNCIA ANUAL DAS DIREÇÕES DO VENTO NO BALNEÁRIO DE PONTAL DO SUL



FONTE: Laboratório de Física Marinha - CEM

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

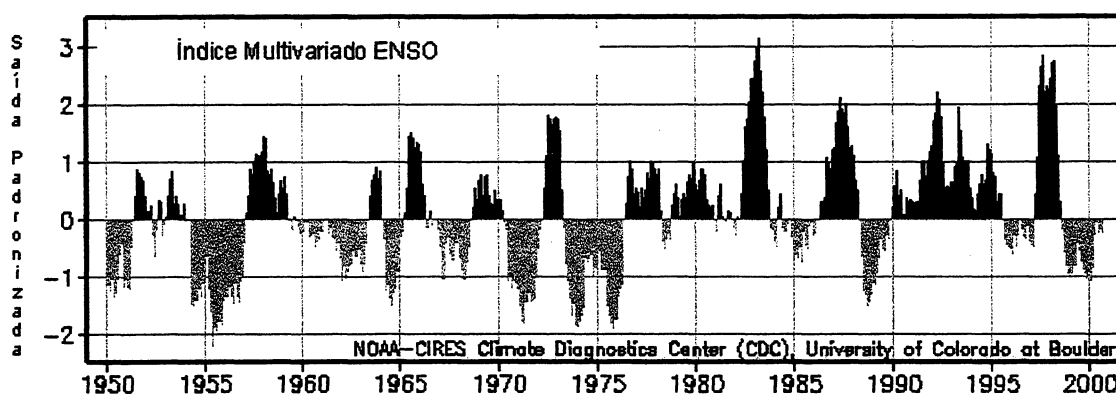
Esta alteração no padrão de ventos está provavelmente relacionada ao fenômeno El Niño, ocorrido em 1997-1998. Este fenômeno ocasiona um aumento das ondas de tempestades provenientes de Sul e Sudeste (CPTEC/INPE/ELNINHO, 1999), intensificando, também, os efeitos de deriva litorânea de sedimento orientada para Norte (ANGULO, 1992). SOUZA E ANGULO (1999) também registraram intenso processo erosivo durante a ocorrência do El Niño nas praias do Município de Itapoá – SC, situadas 60 km ao Sul da Baía de Paranaguá.

A oscilação sub-decadal quasi-periódica no clima, conhecida como Oscilação Sul de El Niño (ENSO – El Niño South Oscillation), que também engloba o fenômeno de La Niña, é monitorada a partir do Índice Multivariado ENSO (MEI – Multivariate

ENSO Index). Este índice pode ser entendido como um peso médio das principais características do ENSO contido nas variáveis: pressão atmosférica no nível do mar, componentes L-O e N-S do vento de superfície, temperaturas da superfície do mar e do ar, e quantidade total de nebulosidade (NOAA/CDC/ENSO, 2000). Valores positivos do MEI representam a fase quente do ENSO (El Niño), e valores negativos, a fase La Niña (Figura 4.9).

Estes fenômenos de larga escala, como o ENSO, que modificam a intensidade e a frequência destes eventos episódicos, e, conseqüentemente, a morfodinâmica costeira, são processos estocásticos por natureza e de características não lineares profundas. Isto faz com que a interação entre escalas temporais muito diferentes (horas – décadas) gere uma transferência, em cascata, de energia ambiental (PRIESTLEY, 1981), com periodicidade decadal (ENSO), e esta energia pode ser “utilizada” durante episódios de duração de algumas horas ou dias (e.g., sistemas frontais e maré meteorológica).

FIGURA 4.9 - VARIAÇÃO DO ÍNDICE MULTIVARIADO ENSO (MEI)

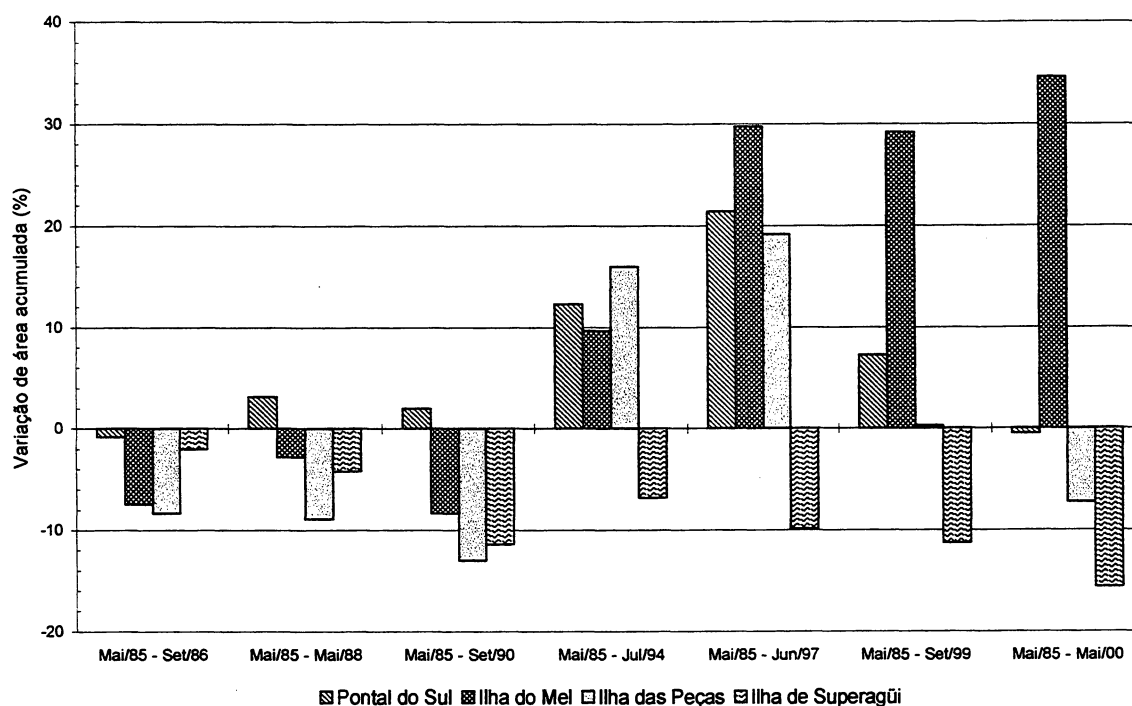


FONTE: NOAA/CDC/ENSO, 2000

O balanço da variação acumulada de área entre 1985 a 2000 (Tabela 4.2) mostra que, em Pontal do Sul, apesar de haver grandes variações de área durante o período, não houve tendência erosiva ou deposicional (Figura 4.10). Contudo, isto não descarta a possibilidade de ter havido redistribuição de material (areia) dentro da área considerada. Estas variações na morfologia da linha praial superior espectral podem ser melhor analisadas na Figuras 4.2. Já as ilhas de Superagüi e das Peças

apresentaram uma tendência erosiva no referido período, a qual ficou mais evidente na Ilha de Superagüi. A Ilha do Mel apresentou evidente processo deposicional nestes 15 anos.

FIGURA 4.10 - VARIAÇÃO DA ÁREA ACUMULADA ENTRE 1985 E 2000

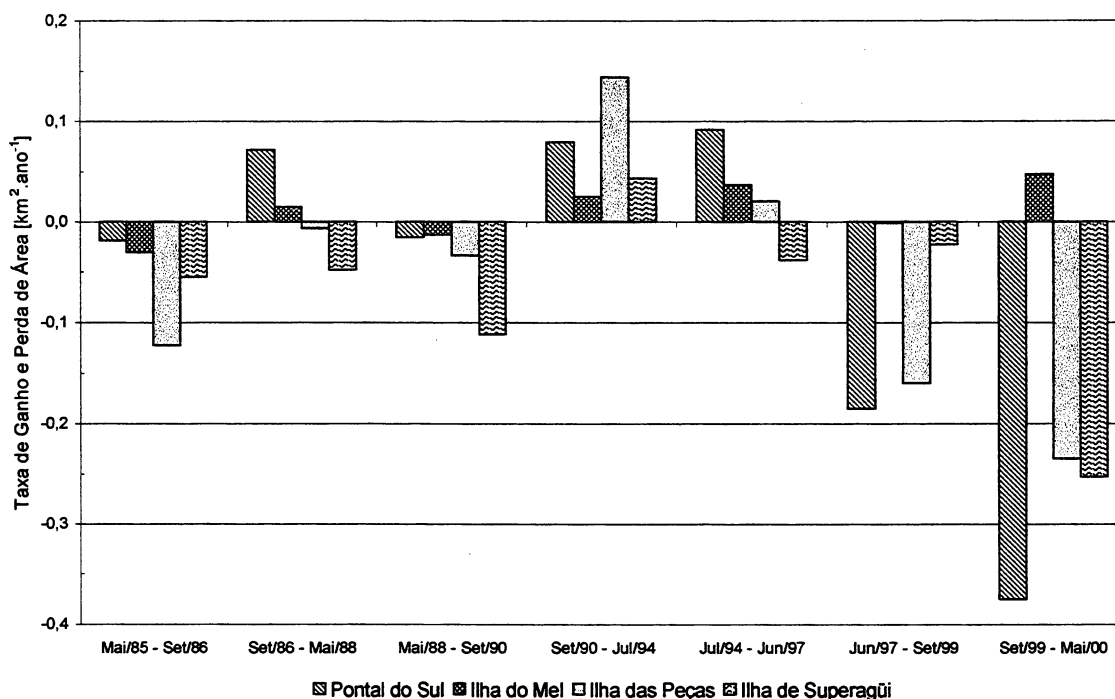


A análise da taxa de ganho e perda de área (Figura 4.11), que padroniza a variação em relação ao intervalo de tempo entre as imagens, mostra a grande variabilidade dos processos de deposição e erosão de material nas praias em questão. Como visto, esta variabilidade inviabiliza a determinação de taxas únicas de erosão/deposição para períodos muito longos, bem como a determinação de taxas preditivas dos processos de erosão e deposição das praias sem considerar os aspectos climáticos.

Ao comparar a variação da área (Figura 4. 6) com as taxas de variação (Figura 4.11) percebe-se que diminui a representatividade das variações ocorridas na Ilha do Mel, isto ocorre devido à pequena área envolvida, e deve ser levado em conta no momento da análise. Nota-se, também, que, com exceção da Ilha de Superagüi, a intensidade do processo erosivo iniciado a partir de 1997 intensificou-se entre

setembro de 1999 e maio 2000, mesmo sendo um período de verão, onde normalmente predominam os processos deposicionais.

FIGURA 4.11 – TAXA DE VARIAÇÃO DE ÁREA ENTRE 1985 E 2000



Apesar de sua evidente ação sobre as variações na morfologia praial da desembocadura do CEP, os eventos de El Niño e La Niña não devem ser associados ao recuo ou à progradação da linha de costa de forma direta. Entretanto, há uma certa coincidência entre o desencadear de um processo erosivo ou deposicional e a inversão dos eventos La Niña - El Niño, ou vice-versa. Um exemplo disso, é o início do intenso processo erosivo em Pontal do Sul, e a inversão de La Niña para El Niño entre 1997 e 1998.

4.4 CONCLUSÃO

O uso de imagens multiespectrais Landsat-TM mostrou-se útil no monitoramento da evolução morfológica de praias arenosas na escala de tempo de

poucos anos a décadas, e nas variações espaciais maiores que 60 metros. O método também se mostrou útil na estimativa da área de praia erodida ou progradada.

As margens arenosas da desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá apresentam forte e rápida variação na sua forma. Os avanços e recuos da linha de costa não são processos contínuos no tempo, ocorrendo tanto variações de dezenas de metros ao longo de vários anos, como variações de centenas de metros em 1 ou 2 anos.

Este processo de alterações morfológicas na desembocadura responde às variações de escalas interanuais na intensidade e direção do vento, as quais, por sua vez, alteram o estado de agitação do mar, bem como seu nível relativo. Os resultados mostram, ainda, que a inversão entre os eventos El Niño-La Niña, e vice-versa, pode estar relacionada com a dinâmica da linha de costa paranaense.

A predominância de ventos dos quadrantes Sul e Sudeste está relacionada, de forma geral, a processos erosivos na desembocadura da Baía de Paranaguá. Entretanto, cada local analisado apresenta resposta diferenciada à ação das forçantes, e, conseqüentemente, variações morfológicas distintas.

Há um processo de interação entre o sistema de barras e bancos de areia submersos e a configuração da linha de costa adjacente, tanto na margem Sul, interagindo com o Banco da Galheta, quanto na margem Norte.

Embora este estudo tenha analisado as alterações ocorridas na escala temporal de poucos anos a décadas, mostrando de que modo parte da morfodinâmica praial responde, nesses períodos de integração, aos fenômenos de larga escala, como El Niño e La Niña, o mesmo não invalida ou descarta que muitos dos processos costeiros atuam intensamente na escala temporal “evento”, descrita no Capítulo I. Assim, modificações na linha de costa ou nos perfis de praia podem ocorrer em horas ou dias, após um evento de passagem de sistemas frontais ou de fortes marés meteorológicas, associados à ação das ondas. Por outro lado, são os fenômenos de larga escala, como o ENSO, que modificam a intensidade e a frequência destes eventos episódicos, e, conseqüentemente, a morfodinâmica costeira.

CAPÍTULO V

5. INTERAÇÃO ESTUÁRIO – PLATAFORMA RASA

5.1 INTRODUÇÃO

Os estuários apresentam livre troca de água com a plataforma continental adjacente, resultando em inúmeros processos de mistura entre as águas estuarinas e as águas costeiras. Dessa interação dependem a dinâmica estuarina e a influência dos estuários sobre as áreas costeiras.

Nos processos de interação entre a água estuarina (menos densa) e a água marinha (mais densa) da plataforma, os principais fatores atuantes são: a constrição costeira, as variações na profundidade, e os gradientes horizontais e verticais de densidade. O que determina a importância de cada um desses fatores nos processos de interação é a influência geográfica e climatológica do sistema costeiro exercida sobre eles (PETTIGREW e MURRAY, 1986).

As trocas estuário-plataforma não constituem um processo unidirecional. Significativos transportes de massa e *momentum* também ocorrem da plataforma para o estuário. Tais trocas também não estão limitadas às características físicas, mas incluem trocas biológicas, geológicas e químicas. As trocas das propriedades e constituintes da água, entre estuário e plataforma, resultam em processos de interação e mistura, os quais podem atuar de inúmeras formas e sob diferentes escalas de tempo e espaço, desde o lento processo de difusão molecular até rápidos processos de mistura turbulenta (WISEMAN, 1986, OPEN UNIVERSITY, 1997)

Os padrões de circulação gravitacional em estuários freqüentemente são perturbados por fluxos resultantes de outros processos, com escalas de tempo maiores que a maré astronômica (e.g. vento). As trocas regidas por eventos meteorológicos são

extremamente importantes volumetricamente, sendo estes volumes, em ordem de magnitude, maiores que as trocas regidas pela maré (WISEMAN, 1986).

Na circulação costeira, freqüentemente os fluxos das correntes paralelas e transversais à costa operam juntos, formando um sistema de corrente circulatório. Segundo TRENHAILE (1997), estas células de circulação resultam de um lento transporte de massa de água através da zona de arrebenção, de correntes paralelas à costa e de correntes de retorno¹. As células podem ser assimétricas quando são formadas por ondas que incidem obliquamente à costa. Neste caso, as correntes paralelas à costa fluem somente em uma direção, e as correntes de retorno podem migrar lentamente ao longo da costa.

Os sedimentos carregados por correntes podem causar alterações e perturbações na batimetria próxima à costa e, ocasionalmente, alterar os padrões de circulação local (MURRAY et al., 1981).

As plumas estuarinas representam a maior fonte de interação entre o estuário e a plataforma continental. Estas são formadas quando as águas mais leves deixam a área confinada dos estuários (geralmente devido aos movimentos da maré e pela influência do aporte de água continental), dispersando-se sobre as águas costeiras e da plataforma (mais densas). A pluma adquire *momentum* do vento e também realiza trocas de *momentum* com as águas mais densas através de aprisionamento e mistura. A sua dinâmica é influenciada ainda pela topografia do fundo (WISEMAN, 1986).

As bordas da pluma, chamadas de frentes, são regiões de intensos gradientes horizontais, onde se formam intensas zonas de mistura. Uma característica da maioria dessas frentes é uma acentuada convergência no fluxo horizontal de superfície. Associados a esta convergência, ocorrem movimentos verticais, fazendo da frente uma área de pronunciada transferência vertical de *momentum* e outras propriedades (SIMPSON e JAMES, 1986). As frentes também são caracterizadas por elevada produtividade biológica e capacidade de concentrar poluentes (KRAUSE, et al., 1986; OLSON et al., 1994).

¹ Fluxos estreitos e intensos entre 2 e 4 m s⁻¹ que movem a água através da zona de arrebenção em direção ao oceano, alargando-se posteriormente.

Estas frentes podem ser formadas pela diferença nas características das massas d'água, tanto na parte interna dos estuários (água do rio e água estuarina) como na parte externa (água estuarina e água do mar). Também são comuns em águas rasas, separando águas estratificadas verticalmente, bem como ao longo das margens da plataforma continental, separando águas costeiras e da plataforma de águas oceânicas.

A principal diferença entre as frentes que ocorrem em mares de plataforma e as que ocorrem no sistema costeiro é a fonte de “*flutuabilidade*” (buoyance). Nas águas de plataforma, esta fonte é o aquecimento da superfície do mar, enquanto que, nos estuários e zona costeira, a fonte de “*flutuabilidade*” mais importante é o aporte de água doce, resultando em pronunciada estratificação (SIMPSON e JAMES, 1986).

Com a dissipação dessas frentes, o gradiente de pressão a elas associado causa perturbações locais nos padrões de circulação da plataforma rasa (BEARDSLEY e WINANT, *apud* WISEMAN, 1986).

Outra característica da maioria das frentes é a instabilidade, observada pela ocorrência abundante de meandros e vórtices. Estes vórtices contribuem significativamente para a troca e mistura de propriedades que ocorrem transversalmente à frente. As instabilidades frontais, segundo VAN HEIJST (1986), podem ser barotrópicas, quando a fonte de energia para alimentar pequenas perturbações é cinética, ou baroclínicas, quando as perturbações são alimentadas por uma energia potencial associada a gradientes horizontais de densidade. Na maior parte das situações práticas, ambas as fontes de energia estão presentes, e as instabilidades são do tipo mistura barotrópica-baroclínica, podendo ocorrer na superfície e no fundo.

A grande variabilidade espacial e temporal, tanto dos processos geradores quanto dos processos de interação e mistura propriamente ditos, impõe restrições logísticas quanto à coleta tradicional de dados oceanográficos. A completa delineação de uma zona frontal e sua estrutura interna requer medidas de pelo menos duas propriedades nas três dimensões (SIMPSON e JAMES, 1986). Imagens de satélite, com sensores operando tanto na faixa do espectro refletido (0,38 – 3 μm) quanto no termal (7 – 15 μm), têm contribuído no entendimento e modelagem destes processos, pois permitem uma análise instantânea, sobre grandes extensões de área, da ação dos

processos de mistura e transporte envolvendo diferentes massas d'água e suas propriedades (ROUSE e COLEMAN, 1976; SIMPSON e JAMES, 1986; FROIDEFOND et al., 1991; HUANG et al., 1993; REDDY, 1993; BARALE e FOLVING, 1996; FERRIER e ANDERSON, 1997).

Os sensores que operam na faixa do visível (0,38 – 0,72 μm) registram as variações de cor das massas d'água estuarina e costeira. O termo cor do mar é usado para indicar o espectro de luz visível, tal qual observado na superfície do mar. A variação na cor do mar está relacionada, através dos processos de absorção e espalhamento, à concentração e composição dos sólidos em suspensão, concentração de pigmentos fotossintéticos presentes no fitoplâncton e ácidos húmicos dissolvidos, como também ao estado de agitação do mar (VAN STOKKOM, STOKMAN e HOVENIER, 1993). O balanço entre todos esses parâmetros rege a atenuação da luz na água (KIRK, 1994).

São praticamente desconhecidos os processos de interação e troca do Complexo Estuarino de Paranaguá com a plataforma rasa adjacente, como também que tipos de processos costeiros associados a transporte de sedimentos ocorrem. Contudo, sabe-se que os processos de circulação costeira, associados ao transporte de sedimentos, são responsáveis por problemas relacionados à erosão de praias na costa do Paraná e ao assoreamento do canal de acesso do porto de Paranaguá (ANGULO, 1993; SOARES et al., 1994; GIANNINI et al. (1995), PARANHOS, 1996; GOBBI, 1999; LAMOUR, 2000).

Considerando a diversidade de escalas espacial e temporal dos processos que envolvem a mistura das águas estuarinas e costeiras, e a análise dos processos hidrodinâmicos de interação e transformação, ambas inseridas na abordagem morfodinâmica apresentada no Capítulo I, com destaque para os compartimentos 1, 4, 6, 8 e 9, este capítulo objetiva:

- caracterizar as correntes de maré e as correntes longitudinais à costa na área externa do canal de acesso marítimo do CEP, bem como sua capacidade de transportar sedimentos.

- descrever processos costeiros ocorridos em um evento de frente meteorológica e detectados pelo sensor ETM+ do satélite Landsat-7.
- contribuir para o entendimento dos processos de interação estuário-plataforma na costa paranaense.

5.2 MATERIAL E MÉTODO

5.2.1 Correntometria

Os dados analisados são resultado de um fundeio realizado no âmbito do convênio APPA/CEM (Administração dos Portos de Paranaguá e Antonina / Centro de Estudos do Mar-UFPR), utilizando quatro correntômetros eletromagnéticos modelo S4 InterOcean Systems Inc. (FUNPAR, 1997). O fundeio foi realizado entre os dias 16/04/97 e 17/06/97, no par de bóias sinalizadoras 3-4 do canal de acesso ao Porto de Paranaguá (Figura 3.1), a aproximadamente 3,5 km da Ilha da Galheta ($48^{\circ} 17' 22.7''\text{W}$; $25^{\circ} 36' 13.4''\text{S}$), com o objetivo de caracterizar o padrão de correntes da área, dando subsídio às autoridades portuárias no que tange à segurança da navegação e operações de dragagem.

Em cada bóia sinalizadora foi montada uma estrutura de fundeio composta de um par de correntômetros, sendo um para medições das correntes de fundo e outro para medições das correntes superficiais (Tabela 5.1). O equipamento para medições de fundo do fundeio instalado na bóia localizada na parte sul do Canal não registrou dados devido a problemas internos no sistema de registro de dados.

TABELA 5.1 - CARACTERÍSTICAS DO FUNDEIO NO PAR DE BÓIAS SINALIZADORAS 3-4

Fundeio	Profundidade	Parâmetros	Lado do Canal	Amostragem	
				Tempo	Intervalo
Sup_Sul	7 m	Corrente	Sul	3 minutos	90 minutos
Sup_Norte	7m	Corrente e STD	Norte		
Fundo_Norte	11 m	Corrente e STD	Norte		

FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: STD – salinidade, temperatura e densidade.

Para avaliar o transporte de sedimentos por tração foi estimado o limiar de movimentação de sedimentos (μ_*), que indica, para determinadas características e condições do fluido e do sedimento, a velocidade do fluxo necessária para iniciar o movimento de sedimentos de fundo não coesivos. A avaliação de métodos realizada por MILLER, McCAYE e KOMAR (1977) destaca que a maneira mais eficaz de calcular esse limiar de movimento é através do método gráfico proposto por YALIN (1972). Este método, descrito em laboratório, leva em conta a densidade do sedimento, a densidade do fluido, a viscosidade cinemática do fluido, a aceleração da gravidade, o diâmetro médio do sedimento e a velocidade de cisalhamento.

A velocidade de cisalhamento é a velocidade junto aos grãos, calculada através da equação logarítmica de Karman – Prandtl (YANG, 1986),

$$\mu_{(z)} = (\mu_*/k)\ln(Z/Z_0) \quad (5.1)$$

a qual utiliza a velocidade da corrente ($\mu_{(z)}$), a profundidade de medição da corrente (Z), a constante de Von Karmam ($k=0,4$) e um fator adimensional de rugosidade do fundo (Z_0). Este último é função do comprimento de onda das formas de fundo e da altura das mesmas. Devido à insuficiência de dados para estimar o fator de rugosidade do fundo, foi utilizado um fator tabelado para um fundo de areia com ondulações

(*ripples*) (TRENHAILE, 1997, p. 60), uma vez que a composição do fundo, no local do fundeio, é de areia fina com presença de ondulações (LAMOUR, 2000).

5.2.2 A Imagem Landsat-7

Neste estudo foi utilizada uma imagem do satélite Landsat7 – ETM+ obtida no dia 26/09/1999 e adquirida pelo Projeto Pró-Atlântica - SEMA (Secretaria do Meio Ambiente do Estado do Paraná), cuja correção geométrica está descrita no capítulo anterior.

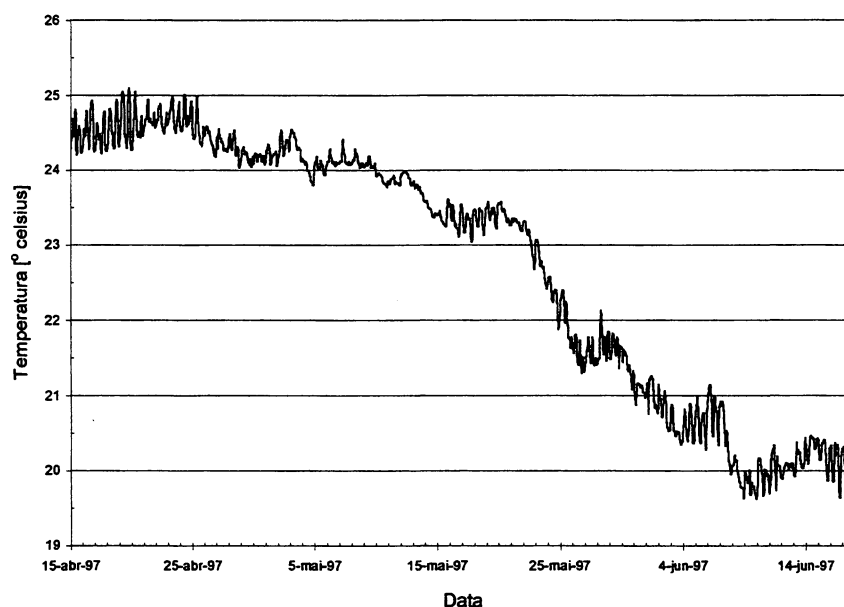
Foi criada uma máscara na região continental com o objetivo de eliminar a resposta espectral da porção de terra e aumentar a variância da resposta referente ao corpo aquoso. Na análise dos processos de pequena escala espacial próximo à costa, envolvendo grandes concentrações de sedimentos em suspensão, foi utilizada a banda 3, que apresenta melhor correlação com altos valores de sedimento em suspensão (entre 10 e 50 mg/l) (CHOUBEY e SUBRAMANIAN, 1990). Também foram testadas combinações de composições das bandas 1, 2 e 3, as quais possuem penetração na água, no sistema de cores R (vermelho), G (verde) e B (azul), para a caracterização ótica das massas d'água. O efeito da atmosfera foi eliminado através do método de regressão de bandas. Este método utiliza o termo independente da equação da reta, obtido a partir da regressão linear da banda 4 com as banda 1, 2 e 3, como o valor a ser subtraído de cada banda, o qual corresponde ao efeito da atmosfera (MATHER, 1987). Utilizou-se, ainda, o método de manipulação de histograma, com aumento linear de contraste, para realçar as feições oceanográficas e processos de transporte de sedimentos.

5.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.3.1 Correntometria no Canal de Acesso ao Complexo Estuarino de Paranaguá

O período das medições de correntes pode ser caracterizado por duas situações bem marcadas: uma de verão, com temperatura da água entre 24°C e 25°C em abril e meados de maio, e outra de inverno, caracterizada por entradas de sistemas frontais vindos de Sul com conseqüente diminuição da temperatura da água abaixo de 21°C a partir da segunda quinzena de maio (Figura 5.1).

FIGURA 5.1 - VARIAÇÃO DA TEMPERATURA DA ÁGUA NO CANAL DE ACESSO AO COMPLEXO ESTUARINO DE PARANAGUÁ

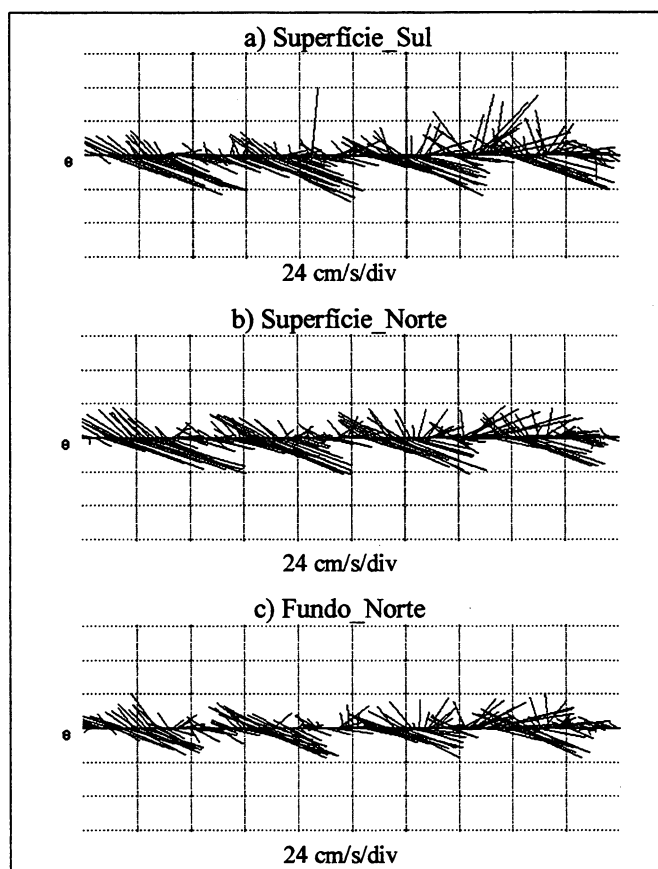


FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

Na análise dos vetores de correntes de dois meses lunares (Figura 5.2), observa-se que as direções das correntes de vazante e enchente acompanham a orientação do canal de acesso marítimo ao CEP, que é SE-NW. Contudo, percebe-se um pequeno desvio para Leste das correntes de vazante. As correntes de vazante são mais intensas que as de enchente, tanto na superfície quanto no fundo, e possuem menor variação na sua direção, apresentando um padrão mais persistente.

FIGURA 5.2 - VARIAÇÃO DOS VETORES DE CORRENTES NO CANAL DE ACESSO AO CEP ENTRE 16/04/97 E 17/06/97

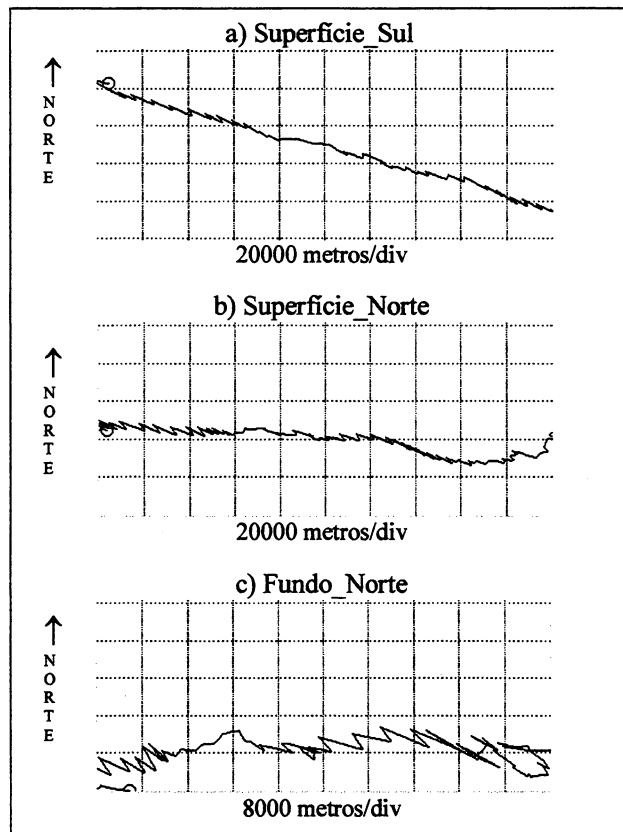


FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

O deslocamento teórico realizado por uma partícula em suspensão durante o período do fundeio, que corresponde ao chamado vetor progressivo, é no sentido SE para os dados obtidos pelo equipamento localizado ao Sul do canal de acesso, enquanto que, para os dados dos equipamentos ao Norte do canal, o deslocamento é no sentido L (Figura 5.3). Esta diferença pode estar relacionada à orientação SE-NW do canal de acesso ao CEP e à função de molhe hidráulico exercida pelo mesmo, funcionando como uma espécie de barreira para os fluxos paralelos à costa. Estes fatores influem para que as correntes de enchente no lado Sul sejam ligeiramente inferiores comparadas com as do lado Norte, favorecendo, desta forma, o deslocamento para SE do vetor progressivo no lado Sul (Figura 5.3a).

FIGURA 5.3 - VETOR PROGRESSIVO NO CANAL DE ACESSO AO CEP ENTRE 16/04/97 E 17/06/97



FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

Para analisar a importância relativa das correntes de maré (transversais à costa) os vetores velocidade foram decompostos nos sentidos Noroeste – Sudeste (NW-SE) (Figura 5.4a e 5.4c) e para análise da deriva litorânea (correntes paralelas à costa) os vetores velocidade foram decompostos nos sentidos Sudoeste – Nordeste (SW-NE) (Figura 5.4b e 5.4d). Na Figura 5.4 também está representado o limiar de movimentação de sedimentos ($\mu_s=20,4$ cm/s), baseado no método proposto por YALIN (1972), indicando em quais intensidades de correntes ocorreram transporte dos sedimentos de fundo.

As velocidades das correntes de maré ultrapassam o limiar de movimentação dos sedimentos mais frequentemente nas marés de sizígia que nas marés de quadratura, muito embora, ocorra movimentação dos sedimentos por tração em vários momentos das marés de quadratura. As situações de vazante (componente SE),

representadas pelos valores positivos, ultrapassam mais facilmente o limiar de movimentação. Nas situações de enchente, ocorrem casos nas marés de quadratura em que o limiar de movimentação não é alcançado, enquanto que este é ultrapassado nas situações de vazante.

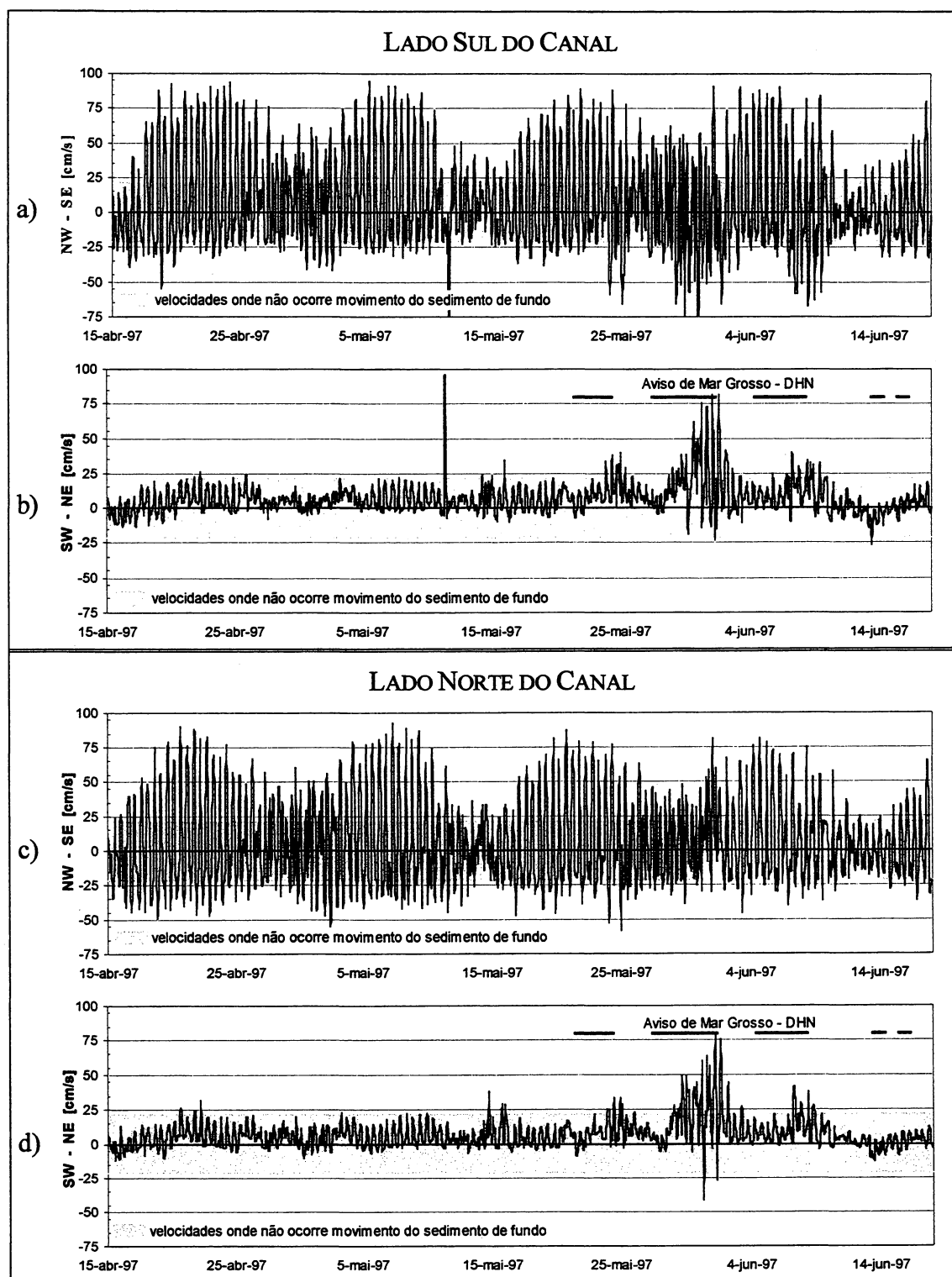
A análise das componentes SW-NE, as quais são relativas às correntes paralelas à costa (Figuras 5.4b e 5.4d), mostra que estas correntes são preferencialmente orientadas para Norte, devido aos maiores valores da componente NE (valores positivos). Isto vem confirmar a tendência para Norte da deriva litorânea, já observada anteriormente em ANGULO (1992) e MARONE et al. (1995b).

Em relação à capacidade destas em iniciar a movimentação dos sedimentos de fundo, nota-se que isto ocorre em poucas situações. Quando comparados os momentos em que o limiar de movimentação foi ultrapassado com a ocorrência de avisos de “Mar Grosso”, com ondas de no mínimo 4 metros para as áreas Bravo/Charlie (do Cabo de Santa Marta à Cabo Frio), emitidos pelo boletim Meteoromarinha da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN), percebe-se uma clara relação entre o aumento da energia das ondas, geralmente relacionado à entrada de sistemas frontais, e o transporte de sedimentos ao longo da costa.

No final do mês de maio observa-se a ocorrência de fortes correntes paralelas à costa, associadas à grande energia de ondas incidindo na costa (Figura 5.4b e 5.4c). Durante este evento observa-se, ainda, uma intensificação nas correntes de enchente no lado Sul do canal (Figura 5.4a), fato este não observado no lado Norte. Isto pode indicar que o aumento da energia de ondas também resulta em um maior transporte de sedimentos em direção à costa e para dentro do canal de acesso.

A análise da correntometria realizada permite inferir que, para o ponto onde foram realizadas as medições, o transporte de sedimentos de fundo, transversalmente à linha de costa, causado pelas correntes de maré, ocorre tanto estuário adentro quanto oceano afora, sendo o transporte no sentido oceano afora mais intenso. O transporte longitudinal à linha de costa está associado ao aumento da energia das ondas, e ocorre preferencialmente para Norte.

FIGURA 5.4 - DECOMPOSIÇÃO DOS VETORES VELOCIDADE NO SENTIDO NW-SE (TRANSVERSAL À COSTA) E SW-NE (PARALELO À COSTA)



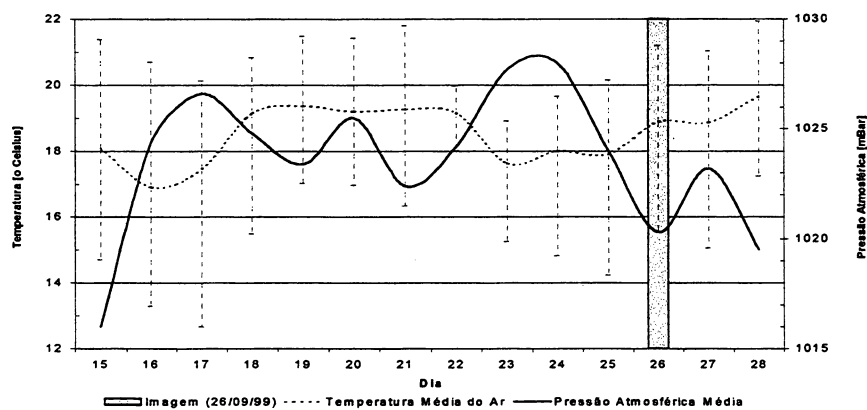
FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

5.3.2 Condição Meteorológica e de Maré no Momento da Aquisição da Imagem

O período anterior à aquisição da imagem (26/09/99) foi caracterizado pela ação de um sistema frontal, sem ocorrência de precipitação, e significativo aumento na pressão atmosférica (Figura 5.5). Os ventos predominantes de SE intensificaram-se nos dias 22 e 23 (Figura 5.6), e a intensidade máxima chegou a 13,7 m/s no dia 23.

FIGURA 5.5 - TEMPERATURA DO AR MÉDIA E PRESSÃO ATMOSFÉRICA MÉDIA

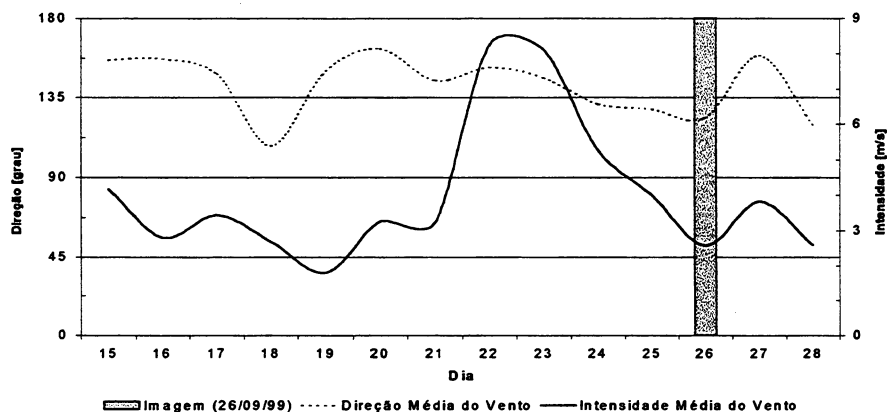


FONTE: Laboratório de Física Marinha - CEM

NOTAS: As linhas verticais representam as temperaturas máximas e mínimas.

Dados trabalhados pelo autor.

FIGURA 5.6 - INTENSIDADE E DIREÇÃO MÉDIAS DO VENTO

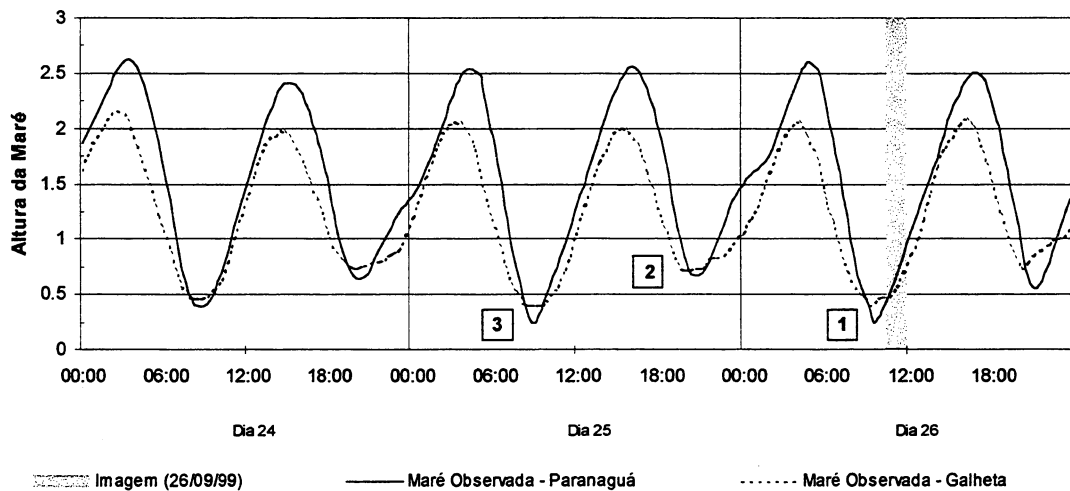


FONTE: Laboratório de Física Marinha - CEM

NOTAS: Dados trabalhados pelo autor.

A aquisição da imagem deu-se em momento de maré enchente de sizígia. As variações da maré no dia da aquisição da imagem e nos dois dias anteriores estão apresentadas na Figura 5.7.

FIGURA 5.7 - COMPORTAMENTO DA MARÉ EM PARANAGUÁ E GALHETA



FONTE: Convênio APPA-CEM

NOTAS: Dados trabalhados pelo autor.

5.3.3 Refração das Ondas na Desembocadura da Baía de Paranaguá

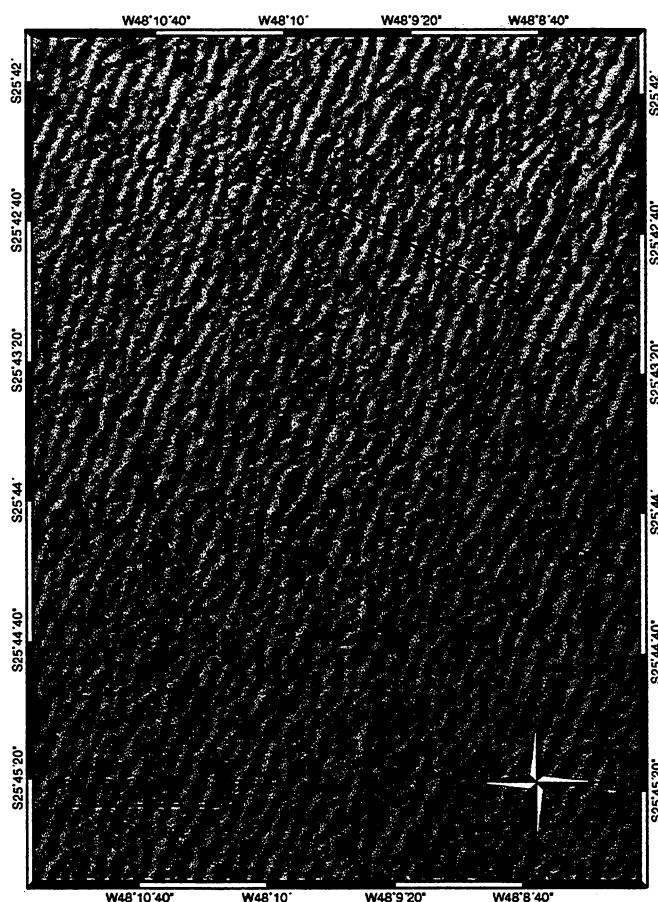
A existência de dados a respeito de ondas na costa do Paraná ainda é escassa. A caracterização do clima de ondas, bem como seu comportamento na zona costeira, podem auxiliar na compreensão de processos costeiros relacionados ao transporte de sedimentos dependente da ação das ondas, tais como o entendimento e predição das variações na linha de costa e da dinâmica de bancos de areia e barras submersas.

Neste contexto, POPULUS et al. (1991) analisaram a possibilidade de uso das imagens SPOT na análise de ondas através da comparação e da análise espectral de dados direcionais de ondas obtidos *in situ*. Seus resultados mostraram que imagens obtidas por sensores óticos podem ser efetivamente utilizadas na análise sinóptica da distribuição espacial do comportamento das ondas na zona costeira. Contudo, a determinação acurada dos parâmetros da onda a partir de sensores óticos necessita de estudos mais detalhados.

A imagem Landsat utilizada, propiciou uma caracterização do comportamento das ondas incidentes na zona costeira adjacente à desembocadura da Baía de Paranaguá em um evento pós-frontal. Informações do trem de ondas incidente na costa do Paraná em 26/09/99, na profundidade (d) de 20 metros, puderam ser extraídas a partir de interpretação visual da imagem Landsat (Figura 5.8), as quais foram:

- direção de propagação aproximada: 115 graus;
- comprimento de onda aproximado (L): 130m;
- período da onda (T): 9,13s;
- número de onda (k): 0,048 ondas/metro;
- frequência angular (σ): 0,688 ciclos/s;
- velocidade da onda (c): 2,03 m/s – equação para águas intermediárias $L/20 < d < L/2$ (OPEN UNIVERSITY, 1994, p. 17).

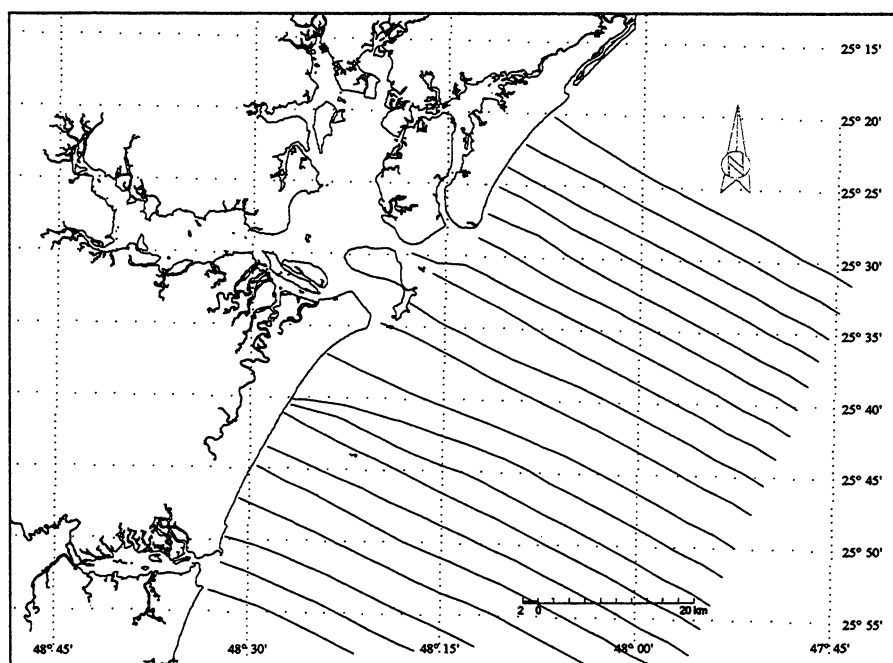
FIGURA 5.8 – TREM DE ONDAS NA ISÓBATA DE 20 METROS



FONTE: Imagem Landsat7-ETM+ de 26/09/1999

A visualização do trem de ondas na imagem Landsat também permitiu a construção do diagrama de refração de ondas (Figura 5.9). Para tal, em cada ponto de uma grade de 3,5 x 3,5 km, a direção do trem de ondas foi identificada e traçada uma linha transversalmente a esta direção, a qual corresponde ao raio da onda (Figura 5.8).

FIGURA 5.9 – DIAGRAMA DE REFRAÇÃO PARA ONDAS COM DIREÇÃO DE PROPAGAÇÃO DE 115°



FONTE: Imagem Landsat7-ETM+ de 26/09/1999

Na margem Sul as ondas refratam no Banco da Galheta, causando uma incidência oblíqua das ondas nos Balneários de Pontal do Sul e Atami. Esta incidência oblíqua favorece a formação de uma corrente de deriva no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste, a qual fica evidenciada pela inexistência de correntes de retorno entre os Balneários de Pontal do Sul e Atami e, também, pela inclinação dessas correntes de retorno que começam a surgir a partir do Balneário Atami. Estas correntes de retorno serão detalhadas na seção a seguir. Já na altura do Balneário Praia de Leste ocorre uma convergência dos raios de onda, causando concentração de energia.

Na margem Norte da desembocadura do CEP ocorre alteração na direção das ondas após refratar nos bancos de areia, propagando-se pela parte mais funda do canal Norte, estuário adentro.

5.3.4 Células de Circulação Costeira

A faixa correspondente à zona de arrebentação e à zona de surfe está caracterizada, através de realce linear da banda 3 da imagem Landsat, por um branco intenso devido à acentuada reflectância causada pela presença de espuma, e pela ressuspensão de sedimentos causada pela ação das ondas (Figuras 5.10). A diminuição na intensidade dos tons de branco representa a diminuição na concentração de sedimentos em suspensão.

Isto permite observar a inexistência de correntes de retorno em Pontal do Sul (Figura 5.10). A partir do Balneário Atami, estas correntes começam a aparecer, com espaçamentos entre elas (λ_r) de 150 m e com um comprimento transversal à costa de 170 m. Esta extensão transversal à costa representa mecanismos primários de transporte de sedimento da face praial em direção ao mar (SHORT, 1985). As correntes de retorno intensificam-se na sua magnitude até a altura do Balneário Gaivotas, onde a incidência das ondas é praticamente paralela à costa (Figura 5.10a), ocorrendo, entre estas correntes, espaçamentos de 350 metros e comprimentos de 550 metros, transversalmente à costa. A magnitude dessas correntes volta a diminuir em direção ao Balneário de Matinhos.

Essas medidas apresentadas dizem respeito somente às maiores concentrações de sedimentos em suspensão correspondentes aos tons mais claros visualizados na imagem. A presença de menores concentrações de sedimentos mais afastadas da costa coincide com a localização das correntes de retorno de maior magnitude, podendo ser, desta forma, uma componente dessas correntes sobre uma escala de tempo maior.

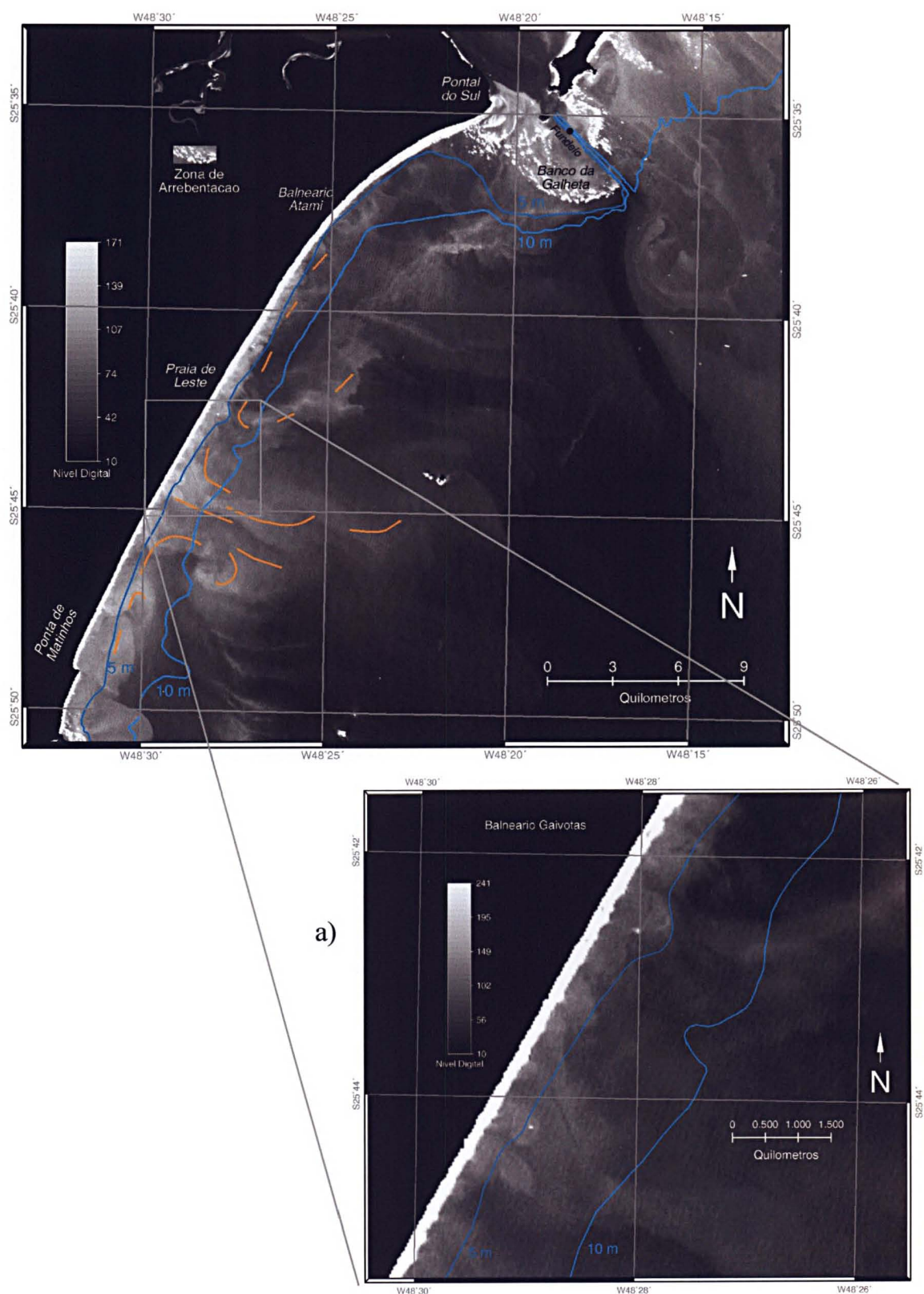
O aumento da energia da onda incidente é acompanhado pelo aumento em tamanho, intensidade e espaçamento das correntes de retorno. Estas correntes são, também, uma função das condições energéticas antecedentes, sendo classificadas como: “*erosivas*” (erosion) ($\lambda_r = 300 - 500\text{m}$), “*megarips*” (megarips) ($\lambda_r > 1000\text{m}$) e “*acretivas*” (accretion) ($\lambda_r = 170 - 250\text{ m}$), evidenciando uma variabilidade espaço-temporal das correntes de retorno (SHORT, 1985).

Utilizando a classificação proposta por SHORT (1985), as correntes de retorno observadas nas proximidades do Balneário Gaivotas são classificadas como “*erosivas*”. Estas tendem a ser muito variáveis espaço-temporalmente, persistindo numa localidade apenas por algumas horas, ou um dia. Tendem a aumentar em intensidade e tamanho até que a zona de surfe atinja o máximo estágio dissipativo, e essas correntes deixem de existir. Já as outras correntes de retorno observadas são classificadas como “*acretivas*”. Estas são mais persistentes espaço-temporalmente, ocorrendo em condições de energia estável ou declinante, podendo, desta forma, permanecer estáveis durante dias ou semanas. Elas desaparecem quando a praia atinge a máxima refletividade ou com o aumento súbito da energia local.

Como visto anteriormente, esta condição apresentada não pode ser considerada como fixa no tempo e espaço. Deve, pois, ser abordada como uma condição pontual dentro de um processo de aumento de energia causado pelo sistema frontal atuante e posterior declínio na intensidade desta energia. A condição acima descrita pode ser caracterizada, em relação à condição energética, como um momento estável declinante. Entretanto, esta caracterização não descarta que, em condição de maior energia, as correntes de retorno erosivas não ocorram nos outros balneários.

Considere-se agora uma escala espacial englobando a curvatura do arco praial entre Matinhos e Pontal do Sul e a influência do delta do CEP. Incluam-se os processos atuantes na área, como: a refração das ondas em Pontal do Sul sob forte influência do Banco da Galheta, a situação da maré, a convergência dos raios da onda, e a assimetria das correntes de retorno. Neste panorama, observa-se uma célula de circulação de maior escala, com correntes próximas à praia, no sentido Pontal do Sul – Praia de Leste e no sentido Matinhos – Praia de Leste, convergindo na região onde as ondas são paralelas à costa, formando uma espécie de mega corrente de retorno (“*megarips*”), que ultrapassa a isóbata de 10 m (Figura 5.10). Nesta condição de elevada energia, esta feição pode representar importantes processos de troca de propriedades e constituintes entre a zona de surfe e a plataforma rasa.

FIGURA 5.10 – CORRENTES DE RETORNO ATUANDO NO ARCO PRAIAL ENTRE MATINHOS E PONTAL DO SUL DETECTADAS POR IMAGEM LANDSAT-7 (BANDA 3); a) CORRENTES DE RETORNO “EROSIVAS”



FONTE: Imagem Landsat7-ETM+

Processos de distribuição de sedimentos em suspensão através de correntes costeiras na região entre Cananéia e Santos, no Estado de São Paulo, também foram identificados a partir de imagem do Landsat-3 (PONÇANO, 1976). A análise sugere correntes costeiras com direções preferenciais para nordeste. Porém, a pior resolução espacial e espectral do sensor do Landsat-3 permitiu somente a caracterização numa ampla escala espacial. Já o uso de imagens do Landsat-7, permite uma caracterização mais detalhada das correntes costeiras e também, processos de transporte de sedimentos vinculados com a zona de arrebenção.

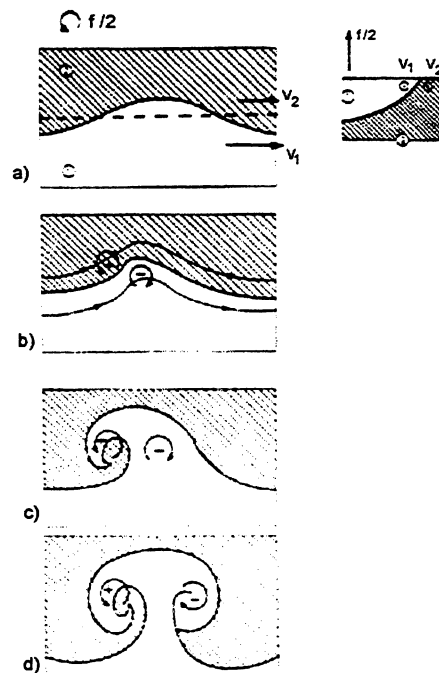
5.3.5 Frente de Mistura Regulada pela Maré

As frentes de mistura reguladas pela maré são definidas como sendo uma estreita faixa de transição entre a água de uma zona bem misturada e a água de uma zona estratificada (VAN HEIJST, 1986). Estão presentes em áreas de acentuada energia de maré, e a troca de propriedades entre essas massas de água é localmente intensa.

Simulações em laboratório, realizadas por VAN HEIJST (1986), mostram que a forma circular da frente de mistura de superfície é sempre distorcida por um padrão de onda mais ou menos regular (Figura 5.11). A evolução da instabilidade frontal inicia-se com um distúrbio que possui uma forma senoidal (a). A onda move-se ao longo da frente a uma velocidade intermediária em relação às velocidades V_1 e V_2 dos fluidos em cada um dos lados da frente. Quando suas amplitudes aumentam, as ondas tornam-se levemente assimétricas e mostram uma tendência em quebrar para trás (b). O fluxo na crista da onda (fluido 1) possui vorticidade no sentido horário, enquanto que a vorticidade no sentido anti-horário está sendo concentrada na cava (fluido 2). Como a amplitude continua crescendo, as ondas tendem a quebrar para trás (c), causando, com isto, um aprisionamento do fluido mais denso dentro da camada superficial do fluido menos denso. Neste estágio ocorre a formação de um par de vórtices horário-anti-horário. Quando a diferença de velocidade $\Delta V = V_1 - V_2$ não é tão grande, a estrutura do dipolo torna-se mais pronunciada e as ondas tomam como

característica a aparência de cogumelo (d). O par de vórtices pode, então, ser expelido, e se autopropelir para longe da frente dentro do ambiente do fluido mais denso, sob a influência de sua própria distribuição de vorticidade. Neste caso, a camada superficial do fluido menos denso é carregada para dentro do ambiente do fluido mais denso, cujo processo é tido como de considerável importância na transferência transversal de propriedades.

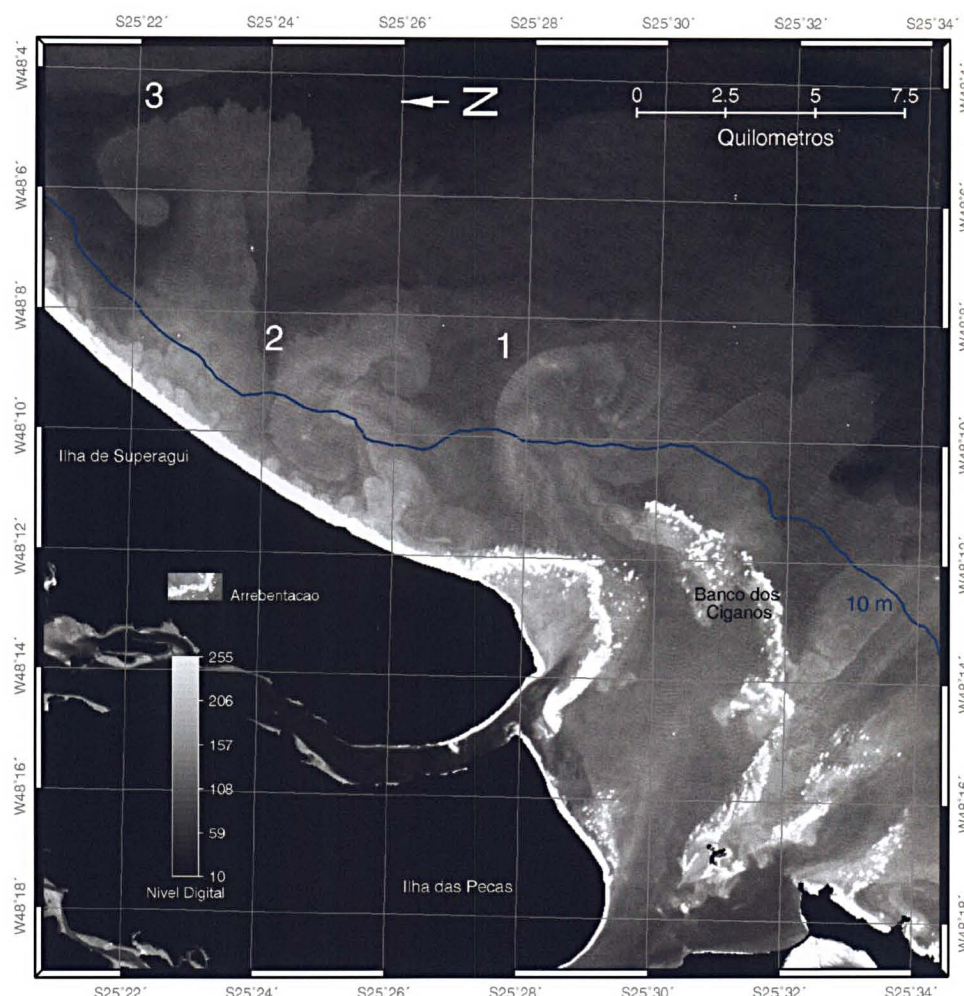
FIGURA 5.11 - MODELO DE FRENTE DE SUPERFÍCIE SIMULADA EM LABORATÓRIO



FONTE: VAN HEIJST (1986)

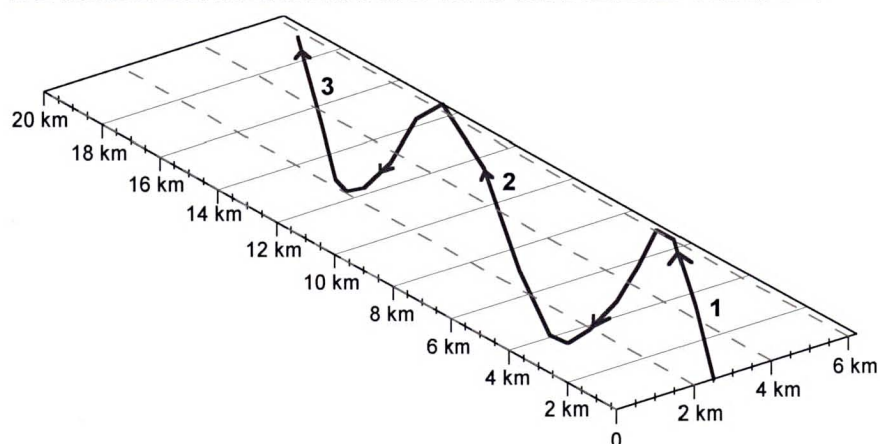
Um padrão de evolução de frente, semelhante ao descrito por VAN HEIJST (1986), foi detectado pela imagem Landsat na parte Norte da desembocadura da Baía de Paranaguá (Figura 5.12). Esta frente de mistura de superfície foi causada pelas consecutivas e intensas correntes de vazante, saindo do estuário com maior *flutuabilidade* que a água costeira, esta última fluindo para Norte. As situações de maré de sizígia, a ação das ondas, e os ventos do quadrante Sul, foram fundamentais para criar as condições de aparecimento e evolução desse tipo de frente.

FIGURA 5.12 - FRENTE DE SUPERFÍCIE DETECTADA POR IMAGEM LANDSAT-7 (BANDA 3) NA PARTE NORTE DA DESEMBOCADURA DO CEP



FONTE: Imagem Landsat7-ETM+ de 26/09/1999

FIGURA 5.13 - VETOR PROGRESSIVO REFERENTE A UM PERÍODO DE 30 HORAS DE MARÉ DE SIZÍGIA NAS BÓIAS SINALIZADORAS 3-4



FONTE: FUNPAR (1997)

NOTA: Dados trabalhados pelo autor.

A frente inicia-se com a intensificação de fortes correntes de maré vazante de sizígia, quando da passagem pelo canal formado entre a Ilha de Superagüi e os bancos de areia costa afora, conhecidos como Banco dos Ciganos (estágio 1). Esta frente evolui acompanhando a linha de costa em direção Norte e formando o segundo vórtice (estágio 2). Em seguida, mantendo o deslocamento para Norte, o par de vórtices afasta-se da costa, aumentando em tamanho e diminuindo sua concentração de sólidos em suspensão (estágio 3). Nos estágios 2 e 3 ocorre uma espécie de interação turbulenta entre a base da frente superfície e as correntes de retorno formadas junto à zona de arrebentação. Estas correntes de retorno parecem atuar como entrada de energia e matéria no processo de evolução da frente.

Os três estágios da evolução da frente são formados por três marés vazantes consecutivas. A distância entre o estágio 1-2 é de 5,4 km, e entre o estágio 2-3 é de 7,4 km, percorrendo 11,2 km entre o primeiro e o último estágios. O comprimento dos vórtices 1, 2 e 3 são, respectivamente, 5 km, 5,5 km e 8,4 km. O período calculado entre o estágio inicial e o final é de 26 horas, o que corresponde a uma velocidade de deslocamento aproximada de 431 metros/hora (11,97 cm/s).

Para verificar esse padrão de comportamento das correntes de maré, foi utilizada uma série de dados de corrente do fundeio realizado nas bóias 3-4 do canal de acesso ao Porto de Paranaguá, referente a um período de 30 horas em momento de maré de sizígia. A direção desses dados foi rotacionada para uma direção semelhante ao fluxo do estágio 1 (Figura 5.12), sendo que seu vetor progressivo é apresentado na Figura 5.13. Com isso, é possível verificar que as medidas de distâncias e a tendência de movimentação da frente, registradas pela imagem Landsat-7, são concordantes com as medidas e correntes observadas pela medição das correntes, muito embora estas medidas de correntes não tenham sido feitas no mesmo local da evolução da frente de superfície. Esta concordância entre os dados de correntes e as medidas obtidas pela análise da imagem comprova que a frente de superfície em questão é formada por fluxos consecutivos de maré vazante de sizígia.

Adicionalmente ao transporte de propriedades, observado transversalmente à frente, percebe-se um transporte de sólidos em suspensão, em direção Norte, paralelo à

frente e à linha de costa, onde a base da frente está em contato com a zona de arrebenção.

A grande disponibilidade de sólidos em suspensão na água deve-se à ressuspensão de sedimentos de fundo, causada tanto pelas correntes de maré quanto pela ação intensa das ondas, sendo que, provavelmente, a ação das ondas é o fator de maior importância neste processo de ressuspensão de sedimentos transportados pela frente de superfície.

5.3.6 Caracterização Ótica do CEP e Região Costeira Adjacente

O sensor ETM+ do Landsat-7 possui três bandas que atuam na faixa da luz visível, centradas em 485 nm (banda 1), 560 nm (banda 2), e 660 nm (banda3), as quais podem ser usadas no estudo do ambiente aquoso (VAN STOKKOM, STOKMAN e HOVENIER, 1993). As interações da luz na faixa do visível (380 – 720 nm) com os componentes óticamente ativos presentes na água permitem caracterizar diferentes massas d'água em diferentes tipos de estuários (VANT, 1990).

A grande variabilidade espacial e temporal dos constituintes das águas estuarina e costeira é um fator complicador na criação de algoritmos genéricos para a determinação da concentração destes constituintes. VAN STOKKOM, STOKMAN e HOVENIER (1993) discutem as necessidades e limitações do uso quantitativo do sensoriamento remoto sobre essas áreas. Contudo, alguns estudos têm demonstrado, com vários graus de sucesso, a capacidade preditiva de imagens de satélite em mapear a distribuição superficial de sólidos em suspensão (KLEMAS, BARTLETT e ROGERS, 1975; CHOUBEY e SUBRAMANIAN, 1990; FROIDEFOND, et al., 1991), de clorofila *a* (TASSAN, 1993; COSTA, GALVÃO e NOVO, 1999) e de indicadores ambientais (BABAN, 1997) em águas costeiras e estuarinas. Esses algoritmos variam no grau de parâmetros envolvidos e na sua complexidade, e a aquisição de dados de campo simultâneos à passagem do sensor é um fator fundamental.

Na maioria desses estudos, supõe-se que a resposta espectral da água é influenciada apenas pela concentração de seus constituintes. Contudo, em regiões rasas a resposta espectral obtida pelo sensor não é somente uma função dos constituintes da água, uma vez que a influência causada pela reflectância do fundo é grande.

A reflectância de áreas costeiras rasas é uma função da profundidade da água, das propriedades óticas da água e da reflectância do fundo. Alguns trabalhos têm desenvolvido métodos de extração da batimetria e tipos de fundo, e consideram que a extração do tipo de fundo baseia-se no fato de que a radiância refletida por ele e medida pelo sensor é uma função aproximadamente linear da reflectância do fundo e uma função exponencial da profundidade da água (LYZENGA, 1978; LYZENGA, 1981; PHILPOT, 1989; BIERWIRTH, LEE e BURNE, 1993). Todavia, de forma geral, o sucesso do método está condicionado em considerar a composição da água, a reflectância do fundo e os efeitos da atmosfera, constantes sobre toda a imagem.

As características morfológicas e climatológicas do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e adjacências, tais como: a constante presença de nuvens na região, a baixa profundidade, a variabilidade na composição da água e a variabilidade no tipo de sedimento do fundo, este variando de argila a areia grossa, limitam tanto o emprego de algoritmos quantitativos dos constituintes da água, quanto de algoritmos para a extração da batimetria.

MARTINS (1994) sugere algumas funções lineares, relacionando a resposta na banda 3 do sensor TM do Landsat-5 com o total de sólidos em suspensão e de sólidos inorgânicos do CEP, com correlações de 60% e 64%, respectivamente. Entretanto, nestas funções não é levada em conta a influência do fundo da baía na resposta do sensor, podendo ocorrer erros de avaliação, visto que aproximadamente 75% da área do CEP apresentam profundidade inferior a 5 metros.

Pela interpretação visual das bandas 3, 2 e 1, no sistema de cores R (vermelho), G (verde) e B (azul), respectivamente (Figura 5.14), é possível perceber claramente as regiões de baixios próximas às margens da parte interna do CEP. É possível, também, identificar diferentes massas d'água no interior do CEP.

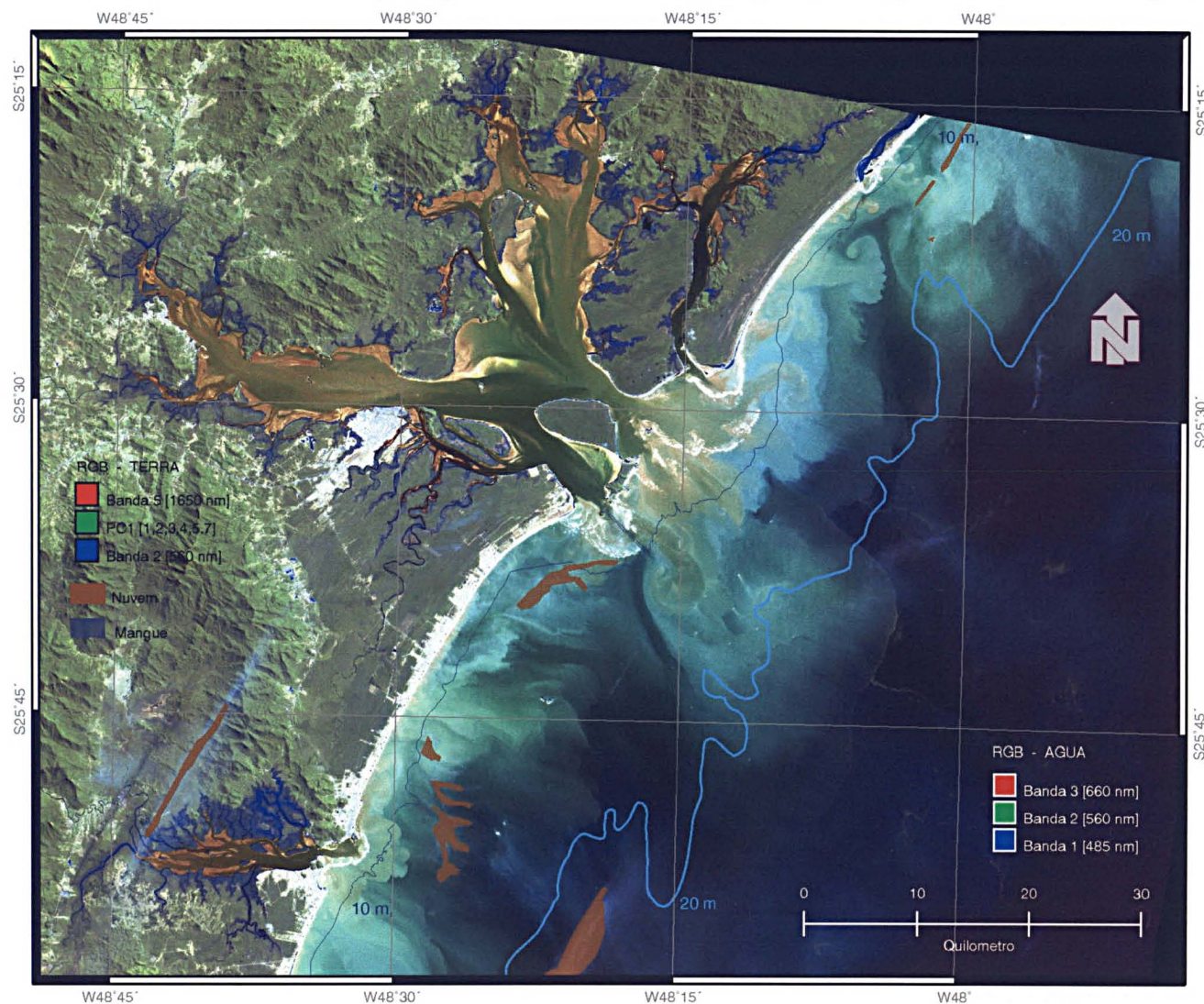
Na parte interna do CEP destaca-se uma área de maior turbidez em frente à região do Porto de Paranaguá, devido à maior reflectância naquela região. Esta área de maior turbidez é caracterizada por tonalidades mais claras e causada pelo maior espalhamento de sólidos inorgânicos em suspensão. A presença dessa zona de máxima turbidez nesta região já foi descrita por MANTOVANELLI et al. (1999) e também no Capítulo III (Figura 3.22) deste trabalho.

Outro padrão observado refere-se às tonalidades escuras nas baías de Pinheiros e Guaratuba e no Mar da Cotinga. Nestas regiões, alguns fatores podem ter causado este padrão de resposta diferenciado, quando comparado às baías de Paranaguá e Laranjeiras, tais como: a menor agitação de ondas causada pelo vento devido às suas menores extensões, a maior influência relativa das áreas de mangue, e o menor gradiente hidráulico da bacia de drenagem, proporcionando, desta forma, uma maior concentração e permanência de substâncias húmicas. Estas substâncias possuem forte absorção na faixa azul do espectro ótico (banda 1), decrescendo em direção ao vermelho (banda 3) (KIRK, 1994). A hipótese de maior influência dessas substâncias absorvedoras é reforçada pelos elevados valores do parâmetro indicador de substâncias húmicas, encontrados na região da Ponta do Poço, próximo ao Mar da Cotinga, e apresentados no Capítulo III (Figura 3.26a).

Qualquer tentativa de análise quantitativa dos constituintes óticamente ativos da água no interior do CEP deve considerar, principalmente, a reflectância do fundo. Contudo, esta não pode ser considerada homogênea para toda a extensão do CEP, uma vez que na Baía de Paranaguá existe maior proporção de silte médio e matéria orgânica (Figura 2.3) que na Baía das Laranjeiras. A dominância de areia muito fina na Baía de Laranjeiras proporciona uma maior influência do fundo, visto que a reflectância do silte é menor que a da areia (NOVO, HANSOM e CURRAN, 1989).

A Figura 5.14 também permite a visualização da área de influência da pluma estuarina na plataforma rasa adjacente, bem como de processos relacionados a movimentos de massas d'água.

FIGURA 5.14 – PROCESSOS ESTUARINOS E COSTEIROS NO LITORAL PARANAENSE DETECTADOS POR IMAGEM LANDSAT-7 - COMPOSIÇÃO COLORIDA (PORÇÃO DE ÁGUA R-3, G-2, B-1; PORÇÃO DE TERRA R-5, G-PC1, B-2)



FONTE: Imagem Landsat7-ETM+

A pluma estuarina observada neste dia é causada principalmente pela maré de sizígia e pela ação das ondas atuantes no período. Desta forma, esta não é uma pluma constituída somente por elevado aporte de água doce, visto que não houve registro de precipitação na estação meteorológica localizada no Centro de Estudos do Mar, em Pontal do Sul, nos 10 dias anteriores à data da imagem. Todavia, as correntes residuais geradas pela ação das marés podem ser mais importantes na dinâmica estuarina que o aporte de água doce (KJERFVE, 1990).

É nítida a grande influência da pluma estuarina sobre a plataforma rasa adjacente, alcançando uma extensão superior a 25 km costa afora, ultrapassando a isóbata de 20 metros. Esta influência mostra a importância do CEP para a região costeira, tanto no que diz respeito ao transporte de sólidos em suspensão (sedimentos, nutrientes e poluentes), como também para os processos físicos e ecológicos desencadeados por esse aporte. Comparativamente, a Baía de Guaratuba possui uma influência bem mais modesta, apresentando uma feição de delta bem definida.

A diferença na cor entre as águas estuarina e costeira é resultado do balanço na concentração dos constituintes opticamente ativos presentes em cada ambiente. Segundo KIRK (1994), os sólidos inorgânicos em suspensão possuem pico de espalhamento no verde (banda 2), migrando para o vermelho com o aumento de sua concentração na água. Os pigmentos de clorofila e feofitinas absorvem a luz solar incidente no azul (banda 1) e no vermelho (banda 3). As substâncias húmicas absorvem fortemente a luz solar incidente no azul, reduzindo em direção ao vermelho.

A água estuarina apresenta variações na cor verde amarelada, provavelmente causada pela presença de maiores concentrações de componentes absorvedores de luz (clorofila e substâncias húmicas), absorção esta mais intensa no azul, e também pelo espalhamento, principalmente no verde e vermelho, causado por sólidos inorgânicos suspensos, resultando nesta cor verde amarelada.

Na água costeira predomina a cor azul esverdeada, devido à diminuição na concentração, tanto dos componentes absorvedores de luz quanto dos espalhadores, especialmente os sólidos inorgânicos com maior espalhamento no vermelho. Nas regiões próximas à desembocadura ainda percebe-se a presença de massas d'água

verde amareladas, com acentuadas características estuarinas, diluindo-se com a água costeira na forma de pluma.

Esta análise sinóptica, por não possuir dados de campo, fica no âmbito interpretativo. Porém, é útil na compreensão e interpretação de dados existentes ou a serem obtidos nas diversas áreas do conhecimento, bem como na definição de estratégias de amostragem de descritores ambientais e da biota costeira na plataforma rasa adjacente ao CEP, ainda precariamente estudada.

5.4 CONCLUSÃO

As direções das correntes no par de bóias sinalizadoras 3-4, acompanham a orientação do canal de acesso marítimo ao CEP, que é SE-NW, com leve desvio para Leste das correntes de vazante. As correntes de vazante são mais intensas que as de enchente, tanto na superfície quanto no fundo, e possuem menor variação na sua direção.

A presença de um canal mais profundo na região da desembocadura, atuando como uma barreira hidráulica, causa diferenças no deslocamento realizado por uma partícula em suspensão carregada pelas correntes de maré. Se esta partícula estiver localizada na margem Sul do canal, seu deslocamento será para SE, enquanto que, se estiver na margem Norte, seu deslocamento será para Leste.

As correntes de maré enchente e vazante de sizígia possuem energia suficiente para colocar em movimento os sedimentos de fundo, compostos de areia fina. Nas marés de quadratura isto ocorre com menor frequência, sendo mais freqüente ocorrer em marés de vazante. Desta forma, a resultante da movimentação dos sedimentos por tração causada pela maré é costa afora. Contudo, em situações de intensa energia de ondas, o transporte de sedimentos em direção à costa, e, para dentro do canal de acesso marítimo ao CEP, é intensificado.

As correntes paralelas à costa, ou deriva litorânea, são preferencialmente orientadas para Norte. A capacidade destas correntes de iniciar a movimentação dos

sedimentos de fundo está vinculada a momentos de elevada energia de ondas, geralmente relacionada à entrada de sistemas frontais vindos de Sul. Assim, o transporte de sedimentos de fundo por tração ao longo da costa é predominantemente para Norte e independente das correntes de maré.

O uso de imagem Landsat-7 permitiu determinar a direção, o comprimento de onda, o período e a velocidade de propagação das ondas incidindo na costa, após um evento pós-frontal. Permitiu também, analisar a refração dessas ondas ao interagir com o Banco da Galheta e o Canal Norte.

Dois processos costeiros relacionados ao transporte de sedimentos foram identificados e analisados a partir do processamento da banda 3 do Landsat-7.

O primeiro diz respeito às correntes de retorno, observadas no arco praial entre Matinhos e Pontal do Sul, as quais variam em dimensão e intensidade ao longo do arco praial. O aumento de tamanho, intensidade e espaçamento dessas correntes é causado pelo aumento da energia da onda incidente. As correntes de retorno com maior magnitude foram encontradas nas proximidades do Balneário Gaivotas, com características erosivas. Porém, este é um processo com intensa variação espaço-temporal, e a condição energética do sistema frontal no momento da aquisição da imagem deve ser considerada.

Em uma escala espacial maior, nesta condição de elevada energia, estas correntes de retorno estão associadas a um processo mais amplo de troca de propriedades entre a zona de surfe e a plataforma rasa, envolvendo células de circulação de maior extensão.

O outro processo analisado foi a evolução de uma frente de superfície regulada pela maré de sizígia e pela ação das ondas. Este processo está vinculado à intensa troca de propriedades entre as massas de água estuarinas e costeiras, a qual é de grande importância na distribuição e composição da biota. A frente de superfície, também mostrou-se importante para o balanço de sedimentos na zona costeira, através do transporte de sedimentos em suspensão tanto transversalmente quanto ao longo da linha de costa, neste caso, em direção ao Norte.

A análise da cor do mar, através das bandas 1, 2 e 3 do Landsat-7, permitiu dimensionar a influência da pluma estuarina, que avança por 25 km sobre a plataforma rasa, e identificar massas d'água, estuarinas e costeiras, com distintas características óticas. Nas áreas internas, as baías de Pinheiros e Guaratuba, e o Mar da Cotinga, apresentaram um padrão de cor do mar semelhante, sendo este vinculado à maior concentração de substâncias húmicas oriundas das regiões de manguezais.

Os processos analisados na imagem ocorreram em condições de baixo aporte de água doce pela bacia de drenagem, destacando a importância dos processos regulados pela ação das ondas e pela maré. Desta forma, a pluma observada não é uma pluma característica de intenso aporte fluvial, como comumente ocorre, e sim uma pluma formada principalmente pela ressuspensão dos sedimentos através da ação das ondas sobre o fundo, sendo estes transportados pela ação da maré e correntes costeiras.

A comparação desta situação com outra de elevado aporte fluvial certamente trará uma melhor compreensão dos processos de interação do Complexo Estuarino de Paranaguá e da região costeira adjacente.

Os dados obtidos pelo fundeio e a análise da imagem durante um evento pós-frontal permitem concluir que o Complexo Estuarino de Paranaguá atua, principalmente, como um fornecedor de propriedades (nutrientes, poluentes, sedimentos) para a região costeira adjacente, exercendo influência tanto na produtividade biológica quanto na redistribuição de sedimentos, e, com isto, confirmando sua importância na distribuição da biota costeira. Contudo, isto não invalida que, em determinadas situações de maré e vento, esse processo ocorra no sentido oposto.

Já o balanço deste processo de fornecimento de propriedades entre as regiões costeira e estuarina, em escalas de tempo de médio prazo e geológica, está vinculado à predominância dos mecanismos e eventos que regulam esse processo, os quais necessitam investigações mais detalhadas. Entre eles, os mais significativos são os eventos meteorológicos associados às condições de agitação do mar, e, para as escalas geológicas, incluem-se, ainda, as variações do nível médio do mar.

CAPÍTULO VI

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo foram analisados e descritos processos morfodinâmicos presentes no interior do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) e região costeira adjacente (Tabela 6.1), sob o enfoque da abordagem morfodinâmica apresentada em WRIGHT (1995), e resumida no Capítulo I. Nesta abordagem, os processos hidrodinâmicos são considerados como causadores de alterações morfológicas no sistema costeiro ao longo do tempo, e os padrões, seqüências e magnitude das formas erosivas e deposicionais, bem como dos processos de redistribuição de sedimentos, são vinculados às variações das condições ambientais do sistema costeiro.

Na análise do caráter e variabilidade espaço-temporal das condições ambientais da zona estuarina (Capítulo III), é notória a influência dos limites sólidos, através das características morfológicas e geológicas do entorno do CEP, e, ainda, de sua ocupação e cobertura vegetal.

O eixo Leste-Oeste do CEP, com uma maior relação comprimento/largura e uma área de mangue de 112,8 km² (75,9 km² na margem Sul e 36,9 km² na margem Norte), sofre maior influência da bacia de drenagem, apresentando resposta mais rápida e intensa aos processos relacionados ao aporte de água doce, como a intrusão salina, entrada de sedimentos fluviais, processos de mistura e formação da zona de máxima turbidez.

No eixo Sul-Norte, a relação comprimento/largura e a profundidade média são menores, o uso e ocupação do solo são diferenciados, e a área de mangue é maior, totalizando 133,6 km² (57,4 km² na margem Oeste e 76,2 km² na margem Leste), quando considerados os sub-estuários. A influência da bacia de drenagem não é tão direta quanto no eixo L-O, devido à presença de sub-estuários, como as baías de Itaquí, Benito, Guaraqueçaba e Pinheiros. Desta forma, o aporte fluvial passa, necessariamente, por esses sub-estuários antes de influenciar o eixo S-N.

Esta diversidade e complexidade de ambientes mostra a necessidade de uma setorização do CEP mais abrangente em relação às já praticadas, tais como a setorização de KNOPPERS, BRANDINI E THAMM, (1987), que leva em conta o padrão de estratificação e as características fisiográficas, a de NETTO e LANA (1997), que considera o regime hidrográfico e as características do sedimento, e a de LESSA, MEYERS e MARONE (1998), que considera as características morfológicas e sedimentares, todas efetuadas somente para o eixo L-O e com finalidades específicas. Uma sugestão seria a setorização do CEP em unidades geomorfológicas menores (e.g. estuários, sub-estuários, deltas, etc.), que não considerasse apenas as características geomorfológicas (relação comprimento-largura, grau de meandramento da linha de costa, profundidade, sedimento de fundo, etc.), mas também as características hidrológicas (potencial energético da bacia de drenagem, correntes de maré, circulação gravitacional, dentre outras), e, também, as características da vegetação do entorno (área e tipo de manguezais, uso e ocupação do solo, etc.). Esta setorização pode ser viabilizada com pouca demanda de esforço amostral, a partir de banco de dados já existente (NOERNBERG et al., 1997) e técnicas de geoprocessamento. Desta forma, o caráter e a variabilidade espaço-temporal das condições ambientais e dos indicadores dinâmicos também poderá ser analisada em relação à influência exercida pelo entorno sob um enfoque sistêmico.

Os processos analisados dentro da zona estuarina foram: o aporte de sedimentos fluviais, a zona de máxima turbidez e o aporte de substâncias húmicas. Todos estes processos apresentam possibilidade de detecção por sensores óticos a bordo de satélites de sensoriamento remoto. Entretanto, a maior limitação está relacionada ao aspecto temporal, pois é necessário que haja imagem de boa qualidade no momento em que o processo esteja ocorrendo.

Em relação ao CEP, além da repetitividade de até 16 dias na passagem do satélite Landsat, existe grande frequência de nuvens na região, as quais impossibilitam o uso desses sensores óticos. A combinação desses dois fatores faz com que existam, em média, de 1 a 3 imagens de boa qualidade para esta região por ano, sendo o inverno

a época mais favorável para a obtenção dessas imagens. Associado a isto, ainda existe o ciclo de ocorrência do processo em questão.

Sendo assim, as vantagens propiciadas pelo uso de imagens de satélites no estudo destes processos dentro da zona estuarina ficam condicionadas à combinação entre a passagem do sensor sobre a região de estudo, a ocorrência do processo de interesse e a inexistência de nuvens, e ainda, para análises quantitativas, à medição dos parâmetros *in situ* simultaneamente à passagem do sensor.

Independentemente destes fatores condicionantes, o uso de imagens do satélite Landsat mostrou-se útil no monitoramento da evolução da linha da costa das praias arenosas da desembocadura do CEP (Capítulo IV). Neste caso, como a variação temporal do processo de avanço e recuo de linha de costa, superior à capacidade de detecção do sensor (60 metros), é de poucos anos a décadas, o pequeno número de imagens de boa qualidade por ano não é um fator limitante.

Os padrões dessas alterações morfológicas na desembocadura do CEP são distintos para os diferentes pontos analisados (margem Sul, margem Norte e Praia do Farol, na Ilha do Mel), e estão relacionados ao transporte multidirecional de sedimentos na costa. Isto é consequência da ação diferenciada das forças que causam estas alterações morfológicas, principalmente a variação na intensidade, no padrão e no ângulo de incidência das ondas, variação esta influenciada pela configuração geomorfológica e batimétrica de cada ponto estudado. Desta forma, a configuração geomorfológica e a ação das forças são mutuamente interdependentes e intensamente variáveis no tempo.

As alterações morfológicas de maior magnitude estão relacionadas à modificação no padrão anual de ventos, que, por sua vez, influem no estado de agitação do mar, sendo a intensificação de ventos dos quadrantes Sul e Sudeste indutora de processos erosivos. Há indícios de que estas alterações no padrão de ventos e a consequente variação na linha de costa estejam vinculadas ao momento de inversão entre os eventos El Niño-La Niña. Contudo, para avaliar o grau de relação entre eles, é necessário o monitoramento desses processos por um período maior de tempo. Apesar de não serem conclusivos, os resultados observados guardaram uma

alta relação entre a mudança do padrão morfodinâmico e o momento de determinada inversão entre El Niño e La Niña.

Em uma situação de alta energia causada pela ação de ventos dos quadrantes Sul e Sudeste, que em médio prazo causam as alterações morfológicas descritas no Capítulo IV, alguns processos de transporte de sedimento puderam ser analisados a partir de uma imagem Landsat-7 (Capítulo V). Isto confirma o potencial desta ferramenta quando boas condições atmosféricas coincidem com a passagem do satélite e com a ocorrência do evento.

A análise desses processos, através da imagem e de dados de correntes obtidos na parte externa do canal de acesso marítimo do CEP, mostra a importância da ação das ondas na morfodinâmica local. A grande extensão e baixa declividade da plataforma continental na costa paranaense faz com as ondas atuem sobre o fundo arenoso a grandes distâncias da costa, causando ressuspensão dos sedimentos de fundo, e, conseqüentemente, disponibilizando estes sedimentos suspensos para serem transportados pelas correntes. Isto foi verificado pela análise da extensa pluma estuarina formada durante o evento pós-frontal e, ainda, pela pouca influência do aporte fluvial atribuída à formação desta pluma, devido à não ocorrência de precipitação no período. De toda forma, deve-se lembrar que muitas vezes a pluma estuarina deve-se, entre outras causas, à circulação residual de maré que, mesmo quando há pouco aporte fluvial, é capaz de forçar o aparecimento destas feições dinâmicas.

Processos mais intensos e com maior capacidade de transporte de sedimentos suspensos foram observados próximos à costa. Entre eles, estão as correntes de retorno erosivas descritas na altura do Balneário Gaivotas, as quais foram vinculadas a um processo de células de circulação de maior magnitude, envolvendo troca de propriedades entre a zona de surfe e a plataforma rasa. Contudo, estas correntes de retorno devem ser analisadas levando-se em conta a sua intensa variação espaço-temporal, a qual é dependente da condição energética das ondas.

Outro mecanismo de intenso transporte de sedimentos observado foi o processo de evolução de uma frente de superfície. As forçantes que regularam este

processo, ocorrido na margem Norte da desembocadura do CEP, foram as fortes correntes da maré de sizígia, que transportaram sedimentos colocados em suspensão, principalmente, pela ação das ondas. O transporte ocorreu tanto transversalmente quanto ao longo da linha de costa. Este processo é importante também na troca de propriedades entre as águas estuarinas e costeiras, o que é de relevante interesse para processos ecológicos e, também, para a composição e distribuição da biota costeira.

O transporte por tração dos sedimentos de fundo transversalmente à linha de costa, na entrada do canal de acesso marítimo do CEP, ocorre causado tanto pelas correntes de maré de enchente quanto de vazante. Porém, como as correntes de vazante são mais intensas, este transporte também é mais intenso no sentido costa afora. Quanto ao transporte por tração paralelamente à linha de costa, este ocorre quase que exclusivamente em momentos de intensa energia de ondas, quando as correntes de deriva litorânea são intensificadas, sendo este transporte preferencialmente para Norte. Nestes momentos de maior energia, também intensifica-se o transporte em direção à costa e, conseqüentemente, os processos de assoreamento do canal de acesso marítimo do CEP.

A questão da escala temporal, relacionada com a frequência de cada processo descrito, além da quantificação desses processos, é fundamental para um completo entendimento do balanço de sedimentos. Dos sete processos relacionados ao transporte de sedimentos analisados (Tabela 6.1), somente a zona de máxima turbidez não ocorre na escala de tempo “*evento*”, embora possa ser intensificada por eles (vide Capítulo I). Este fato evidencia a vulnerabilidade do sistema costeiro paranaense a eventos de grande energia que freqüentemente nele atuam. Estes eventos, tais como a passagem de sistemas frontais, que causa agitação do mar, e as marés meteorológicas, são comuns e podem ser previstos com alguns dias de antecedência. Contudo, a combinação desses dois eventos causa um evento de maior magnitude, com grande capacidade de produzir alterações morfológicas na costa e de maior dificuldade de previsão. A frequência da ocorrência desses eventos está vinculada a fenômenos de escalas globais, como: El Niño, La-Niña, elevação do nível do mar, efeito estufa, etc..

Por sua vez, os ciclos desses fenômenos globais, bem como sua relação com esses eventos, ainda não são completamente conhecidos.

Esta vulnerabilidade do sistema costeiro paranaense a eventos episódicos (ressacas, marés meteorológicos, enxurradas, proliferação de algas tóxicas), os quais causam diversos prejuízos sócio-econômicos, evidencia a necessidade de um monitoramento contínuo de parâmetros oceanográfico (ondas, maré, correntes, etc.) e meteorológicos (vento, precipitação, etc.) ao longo da costa. A existência deste monitoramento através da instalação de estações meteorológicas e oceanográficas seria fundamental também para a calibração de imagens de satélites. Esta calibração permitiria a extração de informações quantitativas, sobre extensas áreas, de inúmeros processos costeiros e estuarinos. A instalação dessas estações, também iria gerar uma série temporal de dados oceanográficos e meteorológicos, que juntamente com imagens de satélite, permitiriam a geração de modelos numéricos e preditivos mais acurados e confiáveis. Com isto, seria possível avaliar os possíveis impactos causados por tais eventos e, conseqüentemente, tomar medidas preventivas e mitigadoras.

Os processos morfodinâmicos analisados (Tabela 6.1) permitem inferir que o Complexo Estuarino de Paranaguá age principalmente como um fornecedor de propriedades (sedimentos, nutrientes ou poluentes) para a plataforma rasa e região costeira adjacente. Desta forma, qualquer desequilíbrio ou acidente ecológico que ocorra no interior do CEP irá, fatalmente, afetar grandes extensões da plataforma rasa e região costeira.

TABELA 6.1 CARACTERIZAÇÃO DOS PROCESSOS ESTUARINOS E COSTEIROS RELACIONADOS A TRANSPORTE DE SEDIMENTOS IDENTIFICADOS NO CEP E REGIÃO COSTEIRA ADJACENTE

Local	Processo Observado	Fatores Condicionantes	Escala de Tempo	Sentido do Transporte	Movimento Preferencial do Sedimento
Estuário	Aporte Fluvial de Sedimentos	Precipitação Maré Baixa	Instantânea Evento	Rio/Estuário	Unidirecional
	Zona de Máxima Turbidez	Maré de Sizígia	Instantânea	Jusante/Montante Montante/Jusante	Bidirecional
Margem	Variação da Linha de Costa	Clima de Ondas Regime de Vento	Médio-Prazo Evento	Transversal à Costa Longitudinal à Costa	Multidirecional
Costa	Células de Circulação	Clima de Ondas Maré	Evento	Transversal à Costa Longitudinal à Costa	Multidirecional
	Frente de Superfície	Clima de Ondas Maré de Sizígia	Evento	Transversal à Costa Longitudinal à Costa	Bidirecional
	Pluma Estuarina	Ressuspensão de Sedimentos Correntes de Maré Vento	Evento	Estuário/Plataforma Rasa	Unidirecional
	Transporte por Tração	Correntes de Maré Clima de Ondas	Instantânea	Transversal à Costa	Bidirecional
			Evento	Longitudinal à Costa	Bidirecional

REFERÊNCIAS

- ANDRIGUETTO FILHO, J. M. et al. (1995). As interações entre sociedade e natureza nos meios rural e marítimo do litoral do Paraná: diagnóstico e modelos de interação. Núcleo Interdisciplinar de Meio Ambiente e Desenvolvimento, MS, Curitiba, 92p. +45 mapas.
- ANGULO, R. J. (1992). Geologia da planície costeira do Estado do Paraná. São Paulo. 334 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ANGULO, R. J. (1993). Variações na configuração da linha de costa no Paraná nas últimas quatro décadas. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 41, p. 52-72.
- ANGULO, R. J. (1995). Feições deposicionais associadas às desembocaduras dos complexos estuarinos da costa paranaense. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 5., 1995, Niterói. Resumos Expandidos. Niterói: ABEQUA. p. 58-64.
- BABAN, S. M. J. (1997). Environmental monitoring of estuarines; estimating and mapping various environmental indicators in Breydon Water estuary, U. K., using Landsat TM imagery. Estuarine, Coastal and Shelf Science, London, v. 44, p. 589-598.
- BANDEIRA, J. V. (1974). Estudo estatístico das ondas ao largo da Baía de Paranaguá. Porto Alegre. 81 f. Dissertação (Mestrado em Hidrologia Aplicada) – Setor de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BARALE, V.; FOLVING, S. (1996). Remote sensing of coastal interactions in the Mediterranean region. Ocean & Coastal Management, Northern Ireland, v. 30, n. 2/3, p. 217-233.
- BIERWIRTH, P. N.; LEE, T. J.; BURNE, R. V. (1993). Shallow sea-floor reflectance and water depth derived by unmixing multispectral imagery. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Amsterdam, v. 59, n. 3, p. 331-338.
- BIGARELLA, J. J.; MARQUES FILHO, P. L.; AB'SABER, A. N. (1961). Ocorrência de pedimentos nas fraldas da Serra do Iquererim (Garuva, SC). Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, n. 4/5, p. 82-93.
- BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; MARQUES FILHO, P. L. (1959). Ocorrência de depósitos sedimentares continentais no litoral do Estado do Paraná (Formação Alexandra). Not. Prel. Est. Inst. Biol. Pesq. Tecn., Curitiba, v.1, 7 p.
- BIGARELLA, J. J. et al. (1970). Natureza dos sedimentos de fundo das baías de Paranaguá e Antonina. Revista Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas, Curitiba, n. 15, p.30-33.
- BIGARELLA, J. J. et al. (1978). A Serra do Mar e a porção oriental do Estado do Paraná: um problema de segurança ambiental e nacional. Curitiba: Governo do Paraná/SEPL/ADEA. 249 p.

- BONETTI FILHO, J.; CONTI, L. A.; FURTADO, V. V. (1996). Suspended sediment concentration variability and its relation to tidal currents in a macrotidal estuarine system. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 68, n. 3, p. 485-494.
- BORZONE, C. A.; SOUZA, J. R. B.; SOARES, A. G. (1996). Morphodynamic influence on the structure of inter and subtidal macrofaunal communities of subtropical sandy beaches. Revista Chilena de História Natural, Santiago, n. 69, p. 565-577.
- BRANDINI, F. P. (1985). Seasonal succession of the phytoplankton in the Bay of Paranaguá (Paraná State – Brazil). Revista Brasileira de Biologia, Rio de Janeiro, v. 45, n. 4, p. 687-694.
- BRANDINI, F. P.; THAMM, C. A. (1994). Variações diárias e sazonais do fitoplâncton e parâmetros ambientais na Baía de Paranaguá. Nerítica, Curitiba, v. 8, n. 1-2, p. 55-72.
- BRANDINI, F. P.; THAMM, C. A.; VENTURA, I. (1988). Ecological studies in the Bay of Paranaguá. Seasonal and spatial variations of nutrients and chlorophyll *a*. Nerítica, Curitiba, v. 3, n.1, p. 1-30.
- CAMARGO, R. (1998). Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da Baía de Paranaguá. São Paulo. 181 f. Tese de Doutorado – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
- CAMARGO, R.; MARONE, E. (1995). Comportamento do vento de superfície em Pontal do Sul (PR, Brasil): análise preliminar. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 6., 1995, Mar del Plata. Resumos. p. 63.
- CAMARGO, R.; MARONE, E.; SILVA DIAS, P. L. (1996). Detecção do sinal de brisa no registro de vento de Pontal do Sul (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. Anais. p. 1036-1040.
- CAMERON, W. M.; PRITCHARD, D. W. (1963). Estuaries. In: HILL, M. N. (Ed.). The sea. New York: John Wiley & Sons. v. 2. p. 306-324.
- CARTER, R. W. G. (1988). Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. London: Academic Press. 617 p.
- CHOUBEY, V. K.; SUBRAMANIAN, V. (1990). Nature of suspended solids and IRSIA-LISSI data: a case study of Tawa Reservoir (Narmada Basin). Remote Sensing of Environment, Nova York, v. 34, p. 207-215.
- COSTA, M. P. F.; GALVÃO, S. M. G.; NOVO, E. M. L. M. (1999). Quantificação espacial de clorofila-a na água do mar utilizando dados do sensor TM/LANDSAT-5: região costeira de Ubatuba, SP. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., 1999, Santos. 12 p. CD-ROM.
- CRÓSTA, A. P. (1993). Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. ed. rev. Campinas: IG/UNICAMP. 170p.

- CPTEC/INPE/ELNINHO. Disponível em: <www1.cptec.inpe.br/products/elninho>. Acesso em 12 de junho de 1999.
- DNM. (1992). Normais climatológicas (1961-1990). Ministério da Agricultura e Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. Brasília, 84p.
- DYER, K. R. (1995). Sediment transport processes in estuaries. In: PERILLO, G. M. E. Geomorphology and sedimentology of estuaries. Developments in sedimentology. Elsevier Science, v. 53, (14). p. 423-449.
- FERRIER, G.; ANDERSON, J. M. (1997). A multi-disciplinary study of frontal systems in the Tay Estuary, Scotland. Estuarine, Coastal and Shelf Science, London, v. 45, p. 317-336.
- FRANCO, A. S. (1999). Marés: programas para previsão e análise. Cotia-SP.
- FROIDEFOND, J. M. et al. (1991). Analysis of the turbid plume of the Gironde (France) based on SPOT radiometric data. Remote Sensing of Environment, New York, v. 36, p. 149-163.
- FUNPAR. (1997). Correntes, parâmetros oceanográficos e ondas. Curitiba. Convênio: APPA e CEM. Relatório Técnico.
- FUNPAR. (2000). Atualização da posição da linha de costa na área de influência da desembocadura da Baía de Paranaguá. Pontal do Paraná. Convênio: APPA e CEM. Relatório Técnico.
- GIANNINI, P. C. F. et al. (1995). Evidências de um padrão celular de correntes de deriva litorânea na costa Leste da Ilha do Mel (PR). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 5., 1995, Niterói. Resumos Expandidos. Niterói: ABEQUA. p. 120-127.
- GOBBI, E. F. (1999). Processo erosivo na Ilha do Mel – litoral do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13., 1999. 20p.
- HUANG, W. G.; CRACKNELL, A. P.; VAUGHAN, R. A. (1993). Satellite thermal observations of the River Shannon plume. Estuarine, Coastal and Shelf Science, London, v. 36, p. 207-219.
- IBGE. Disponível em: <www.ibge.gov.br/estatistica/população/censo2000> Acesso em 28 de maio de 2001.
- INMAN, D. L.; NORDSTROM, C. E. (1971). On the tectonic and morphologic classification of coasts. Journal of Geology, Chicago, v.79, p. 1-21.
- IPARDES. (1989). Zoneamento do litoral paranaense. Curitiba. Convênio: IPARDES e SEPL.
- IPqM. (1969). Estudo das correntes na Baía de Paranaguá. Arquivo da Administração do Porto de Paranaguá (PR, Brasil).
- KIRK, J. T. O. (1994). Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 2. ed. Cambridge, U. K.: Cambridge University Press. 509 p.

- KJERFVE, B. (1990). Manual for investigation of hydrological processes in mangrove ecosystems. UNESCO/UNDF Regional Project "Mangrove Ecosystems in Asia and the Pacific" (RAS/79/002 e RAS/86/120), 79 p.
- KLEMAS, V.; BARTLETT, D.; ROGERS, R. (1975). Coastal zone classification from satellite imagery. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Amsterdam, v. 41, p. 499-513.
- KNOPPERS, B. A.; BRANDINI, F. P.; THAMM, C. A. (1987). Ecological studies in the bay of Paranaguá. Some physical and chemical characteristics. Nerítica, Curitiba, 2, p. 1-36.
- KRAUSE, G. et al. (1986). Frontal systems in the German Bight and their physical and biological effects. Marine Interfaces Ecohydrodynamics, [s.l.], v. 42, p. 119-141.
- LAMOUR, M. R. (2000). Dinâmica sedimentar do Canal da Galheta, via de acesso ao Porto de Paranaguá-PR. Curitiba. 100 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- LANA, P. C. (1986). Macrofauna benthic de fundos sublitorais não consolidados da Baía de Paranaguá (Paraná). Nerítica, Curitiba, vol. 1 (3), p 79-89.
- LESSA, G. C.; MEYERS, S. R.; MARONE, E. (1998). Holocene stratigraphy in the Paranaguá Bay estuary, Southern Brazil. Journal of Sedimentary Research, [s.l.], v. 68, n. 6, p.1060-1076.
- LIMA, R. E. et al. (1998). Caracterização do Nímad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná. Diagnóstico. Curitiba: UFPR. 258 p.
- LOPES, R. M. (1997). Distribuição espacial, variação temporal e atividade alimentar do zooplâncton no Complexo Estuarino de Paranaguá. Curitiba. 140 f. Tese (Doutorado em Zoologia) – Setor de Ciências Biológicas, Universidade Federal do Paraná.
- LYZENGA, D. R. (1978). Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. Applied Optics, [s.l.], v. 17, n. 3, p. 379-383.
- LYZENGA, D. R. (1981). Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and LANDSAT data. International Journal of Remote Sensing, London, v. 2, n. 1, p. 71-82.
- MAACK, R. (1968). Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba: Banco BADEP, UFPR, IBPT, 350 p.
- MACHADO, E. C. et al. (1997). Temporal and spatial dynamics of nutrients and particulate matter in Paranaguá Bay, PR, Brazil. Nerítica, Curitiba, v. 11, n. 1-2, p. 17-36.
- MANTOVANELLI, A. (1999). Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem. Curitiba. 149 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

- MANTOVANELLI, A. et al. (1999). Processos condicionantes da zona de máxima turbidez nas baías de Antonina e Paranaguá. In: SEMANA NACIONAL DE OCEANOGRAFIA, 12., Rio de Janeiro. Resumos Expandidos. p. 295-297.
- MARONE, E. et al. (1995a). Caracterização física das condições oceanográficas, meteorológicas e costeiras das zonas estuarinas da Baía de Paranaguá. In: CONGRESSO LATINO – AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 6., Mar del Plata, Argentina. Resumos. p. 129.
- MARONE, E. et al. (1995b). Correntes de deriva no litoral paranaense: um caso de estudo. In: CONGRESSO LATINO - AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 6., Mar del Plata, Argentina. Resumos. p. 130.
- MARONE, E.; CAMARGO, R. (1994). Marés meteorológicas no litoral do Estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. Nerítica, Curitiba, 8, p. 73-85.
- MARONE, E.; JAMIYANAA, D. (1997). Tidal characteristics and a variable boundary numerical model for the M2 tide for the Estuarine Complex of the Bay of Paranaguá, PR, Brazil. Nerítica, Curitiba, v. 11 (1-2), p. 95-107.
- MARONE, E.; NOERNBERG, M. A. (2000). Coastal meandering currents and estuarine fronts detected by JERS-1 SAR images. In: ISPRS CONGRESS (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing), 19., 2000, Amsterdam – Netherlands. Archives – CD-ROM, Vol. XXXIII, no. B7/2, comissão VII, p. 829-835.
- MARTINS, M. R. (1994). Estudos da massa d'água superficial das baías de Paranaguá e Antonina - PR, utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento. São Paulo. 156 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Universidade Estadual Paulista.
- MATHER, P. M. (1987). Computer processing of remotely-sensed images: an introduction. Nova York: Willey. 352 p.
- McFEETERS, S. K. (1996). The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. International Journal of Remote Sensing, London, vol. 17, n. 7, p. 1425-1432.
- MILLER, M. C.; McCAYE, I. N.; KOMAR, P. D. (1977). Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, New York, n.24, p.507-527.
- MIRANDA, L. B. (1996). Cinemática e dinâmica de estuários. São Paulo: Instituto Oceanográfico da USP (IOF827), vol. 1, 360 p.
- MMA/PNMA. (1998). Caracterização dos ativos ambientais em áreas selecionadas da zona costeira brasileira. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Brasília. 136p.
- MURRAY, S. P. et al. (1981). Accelerated currents and sediment transport off the Damietta Nile promontory. Nature, Cambridge, v. 293, n. 5827, p. 51-54.

- NETTO, S. A.; LANA, P. C. (1997). Influence of *Spartina alterniflora* on superficial sediment characteristics of tidal flats in Paranaguá Bay (South-eastern Brazil). Estuarine, Coastal and Shelf Science, London, v. 44, p. 641-648.
- NOAA/CDC/ENSO. <http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.mei_index.html> Acesso em 26 nov. 2000.
- NOERNBERG, M. A.; LAUTERT, L. F. C.; ARAÚJO, A. D.; ODRESKY, L. L. (1997). Base de dados digital do litoral paranaense em sistema de informações geográficas. Nerítica, Curitiba, v.11, 191-195.
- NOVO, E. M. M.; HANSOM, J. D.; CURRAN, P. J. (1989). The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. International Journal of Remote Sensing, London, v. 10, n. 7, p. 1283-1289.
- OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E. (1998). Mapeamento geomorfológico. In: LIMA, R. E. et al. Caracterização do Nimad do litoral paranaense. Meio ambiente e desenvolvimento no litoral do Paraná. Diagnóstico. Curitiba: UFPR. p. 41-48.
- OLSON, D. B. et al. (1994). Life on the edge: marine life and fronts. Oceanography, Paris, v. 7, n. 2, p. 52-60.
- O OCEANO nosso futuro. (1999). COMISSÃO MUNDIAL INDEPENDENTE SOBRE OS OCEANOS. Relatório. Rio de Janeiro. 247 p.
- OPEN UNIVERSITY. (1994). Waves, tides and shallow-water processes. 1. ed. Pergamon. Open University course team. 187 p.
- OPEN UNIVERSITY. (1997). Seawater: its composition, properties and behaviour. 2. ed. Open University course team. 168 p.
- PARANHOS, A. C. F. (1996). O processo erosivo e as variações morfodinâmicas praias na Ilha do Mel (Baía de Paranaguá – PR). Curitiba. 239 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.
- PARSONS, T. R., MAITA, Y., LALLI, C. M. 1984. A manual of chemical and biological methods for seawater analysis. Oxford Pergamon Press. p. 173.
- PETROBRAS. (1996/1997). Projeto de Estudos Ambientais em Áreas Costeiras e Oceânicas no Sul do Brasil. Relatório final.
- PETTIGREW, N. R.; MURRAY, S. P. (1986). The coastal boundary layer and inner shelf. In: MOOERS, C. N. K. (Ed.). Baroclinic processes on continental shelves. Washington: American Geophysical Union. p. 95-108.
- PHILPOT, W. D. (1989). Bathymetric mapping with passive multispectral imagery. Applied Optics, [s.l.], v. 28, n. 8, p. 1569-1578.
- PONÇANO, W. L. (1976). Características gerais da sedimentação e correntes costeiras entre Santo e Cananéia. Notas Geomorfológicas, Campinas, v. 16, n. 31, p.107-111.
- POPULUS, J. et al. (1991). The use of SPOT data for wave analysis. Remote Sensing of Environment, New York, v. 36, p. 55-65.

- PORTOBRAS – EMPRESA DE PORTOS DO BRASIL. (1983). Campanha de medições de ondas em Paranaguá – PR, período 21.08.1982 a 21.01.1983. Rio de Janeiro, Inst. Pesq. Hidrog. (INPH), Div. Lev. (DIDELE), 23 p.
- PRIESTLEY, M. B. (1981). General non-linear models. In: _____. Spectral analysis and time series. Academic. p. 866-890.
- REBELLO, J.; BRANDINI, F. P. (1990). Variação temporal de parâmetros hidrográficos e material particulado em suspensão em dois pontos fixos da Baía de Paranaguá (Junho/87-Fevereiro/88). Nerítica, Curitiba, v.5, p. 95-111.
- REDDY, M. A. (1993). Remote sensing for mapping of suspended sediments in Krishna Bay estuary, Andhra Pradesh, India. International Journal of Remote Sensing, London, v. 14, n. 11, p. 2215-2221.
- ROUSE, L. J.; COLEMAN, J. M. (1976). Circulation observations in the Louisiana Bight using LANDSAT imagery. Remote Sensing of Environment, New York, v. 5, p. 55-66.
- SCHOTT, J. R. (1997). Remote sensing: the image chain approach. Oxford: Oxford University Press, U.K. 394 p.
- SHORT, A. D. (1985). Rip-current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. Marine Geology, Amsterdam, v.65, p.47-71.
- SIMPSON, J. H.; JAMES, I. D. (1986). Coastal and estuarine fronts. In: MOOERS, C. N. K. (Ed.). Baroclinic processes on continental shelves. Washington: American Geophysical Union. p. 63-93.
- SOARES, C. R. (1990). Natureza dos sedimentos de fundo das baías das Laranjeiras e de Guaraqueçaba – Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá (PR). São Paulo. 187 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- SOARES, C. R. et al. (1994). Variações da linha de costa no Balneário Pontal do Sul no período 1953-1993: um balanço sedimentar. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 42, p. 161-171.
- SOARES, C. R.; ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. (1997). Roteiro da excursão ao litoral do Estado do Paraná: morfodinâmica de ambientes atuais, evolução da planície durante o quaternário e problemas de erosão costeira. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA) E REUNIÃO SOBRE O QUATERNÁRIO DA AMÉRICA DO SUL, 6., Curitiba. 125 p.
- SOARES, C. R.; BARCELOS, J. H. (1995). Considerações sobre os sedimentos de fundo das baías de Laranjeiras e de Guaraqueçaba, Complexo Estuarino da Baía de Paranaguá (Paraná, Brasil). Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 43, p. 41-60.
- SOARES, C. R., BORZONE, C. A., SOUZA, J. R. B. (1997). Variações morfológicas e sedimentológicas ao longo de um ciclo anual numa praia arenosa no sul do Brasil. Oecologia, [s.l.], v. 3, p.245-258.

- SOUZA, M. C.; ANGULO, R. J. (1999). Variações ao longo das praias de Itapoá e os eventos El Niño e La Niña. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 7., Porto Seguro. O quaternário e meio ambiente. Evolução passada e futura da zona costeira. p. 9-10.
- STRICKLAND, J. D. H.; PARSONS, T. R. 1972. A practical handbook of seawater analysis. Fish. Res. Board. Can. Bull., p. 167-310.
- TASSAN, S. (1993). An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended sediment concentration from Thematic Mapper data in coastal water. International Journal of Remote Sensing, London, v. 14, n. 6, p. 1221-1229.
- TRENHAILE, A. S. (1997). Coastal dynamics and landforms. New York: Oxford. 366p.
- VAN HEIJST, G. J. F. (1986). On the dynamics of a tidal mixing front. In: INTERNATIONAL COLOQUIUM ON OCEAN HYDRODYNAMICS, 17. Marine interfaces ecohydrodynamics. Elsevier, 1985. p.165-194.
- VAN STOKKOM, H. T. C.; STOKMAN, G. N. M.; HOVENIER, J. W. (1993). Quantitative use of passive optical remote sensing over coastal and inland water bodies. International Journal of Remote Sensing, London, v. 14, n. 3, p. 541-563.
- VANT, W. N. (1990). Causes of light attenuation in nine New Zealand estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science, London, v. 31, p. 125-137.
- WHITE, K.; EL ASMAR, H. M. (1999). Monitoring changing position of coastlines using Thematic Mapper imagery, an example from the Nile Delta. Geomorphology, [s.l.], v. 29, p. 93-105.
- WISEMAN JR., W. J. (1986). Estuarine-shelf interactions. In: MOOERS, C. N. K. (Ed.). Baroclinic processes on continental shelves. Washington: American Geophysical Union. p. 109-115.
- WOLF, D. A.; KJERFVE, B. (1986). Estuarine variability: an overview. In: WOLF, D. A. (Ed.). Estuarine variability. New York: Academic Press. p. 3-17.
- WRIGHT, L. D. (1995). Morphodynamics of inner continental shelves. Boca Raton: CRC Press. 241 p.
- YALIN, M. S. (1972). Mechanics of sedimentary transport. 2. Ed. Oxford, New York.: Pergamon Press. 298 p.
- YANG, C. S. (1986). Estimates of sand transport in the Ooterschelde tidal basin using current-velocity measurements. Marine Geology, Amsterdam, n. 72, p.143-170.

APÊNDICE I

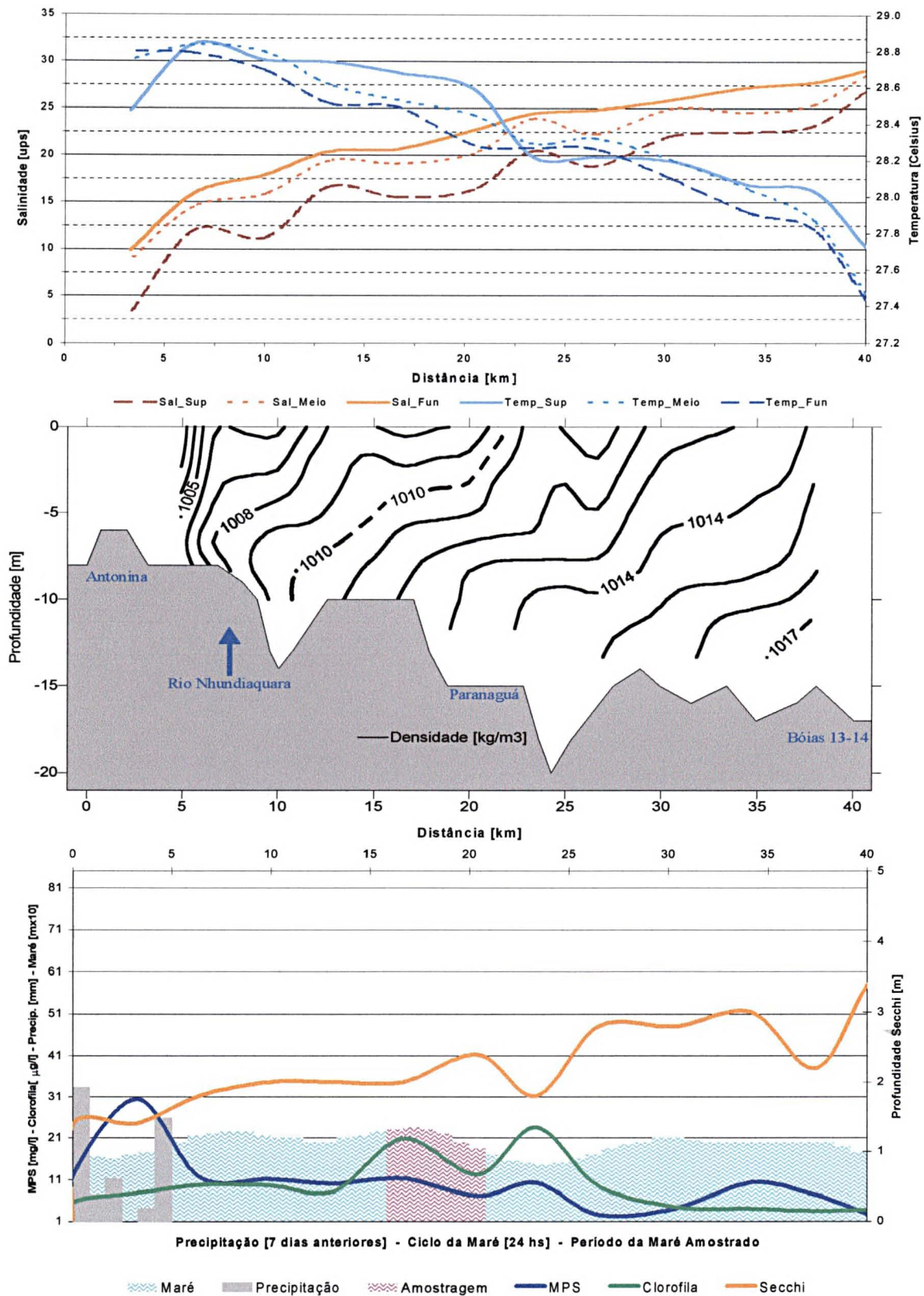
**Representação Gráfica das Campanhas de Medição dos Parâmetros Ambientais nos
Eixos Leste-Oeste (L-O) e Sul-Norte (S-N) Realizadas no Período entre
Janeiro de 1998 a Março de 2000**

EIXO L – O

O

L

20/01/98

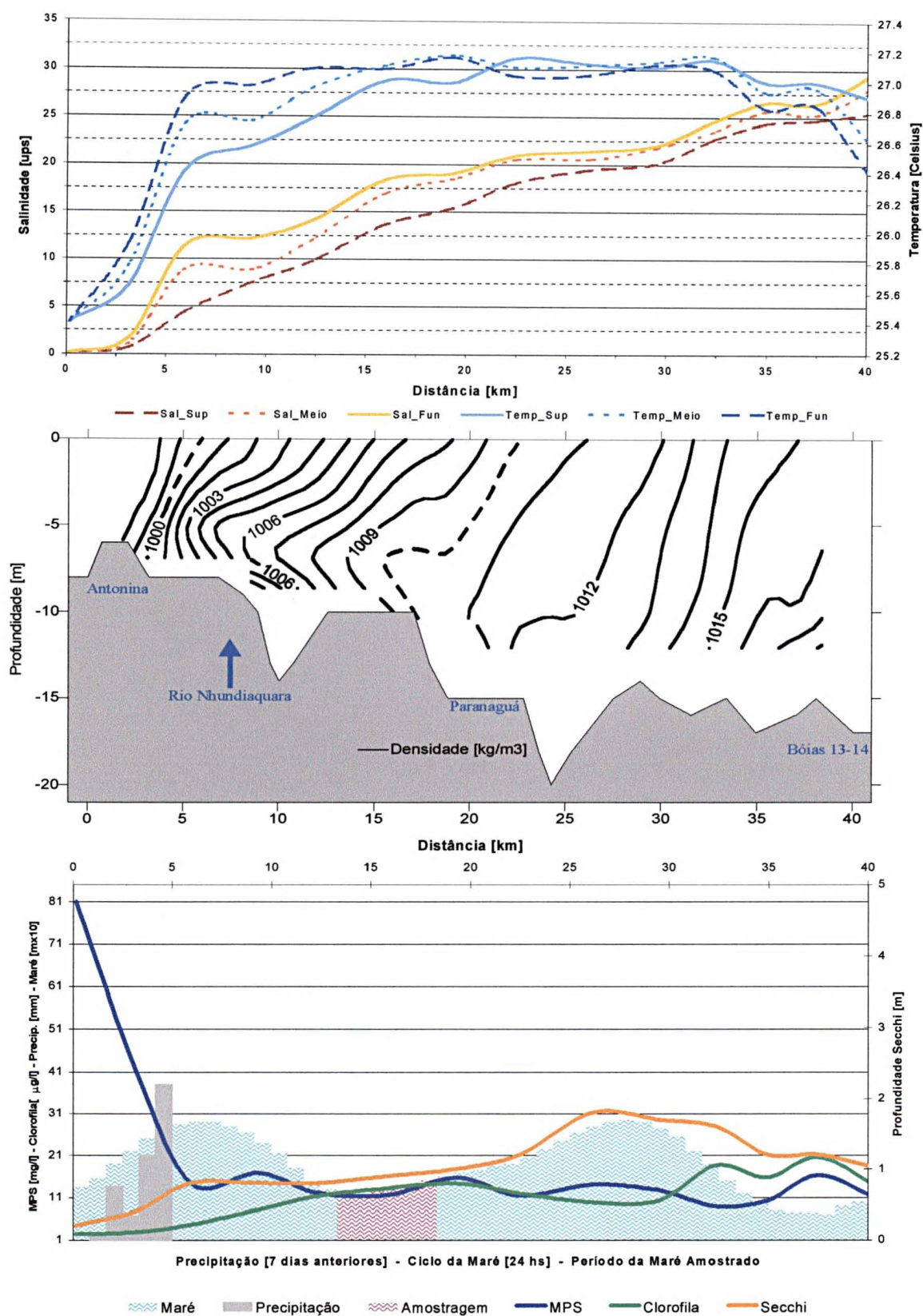


EIXO L - O

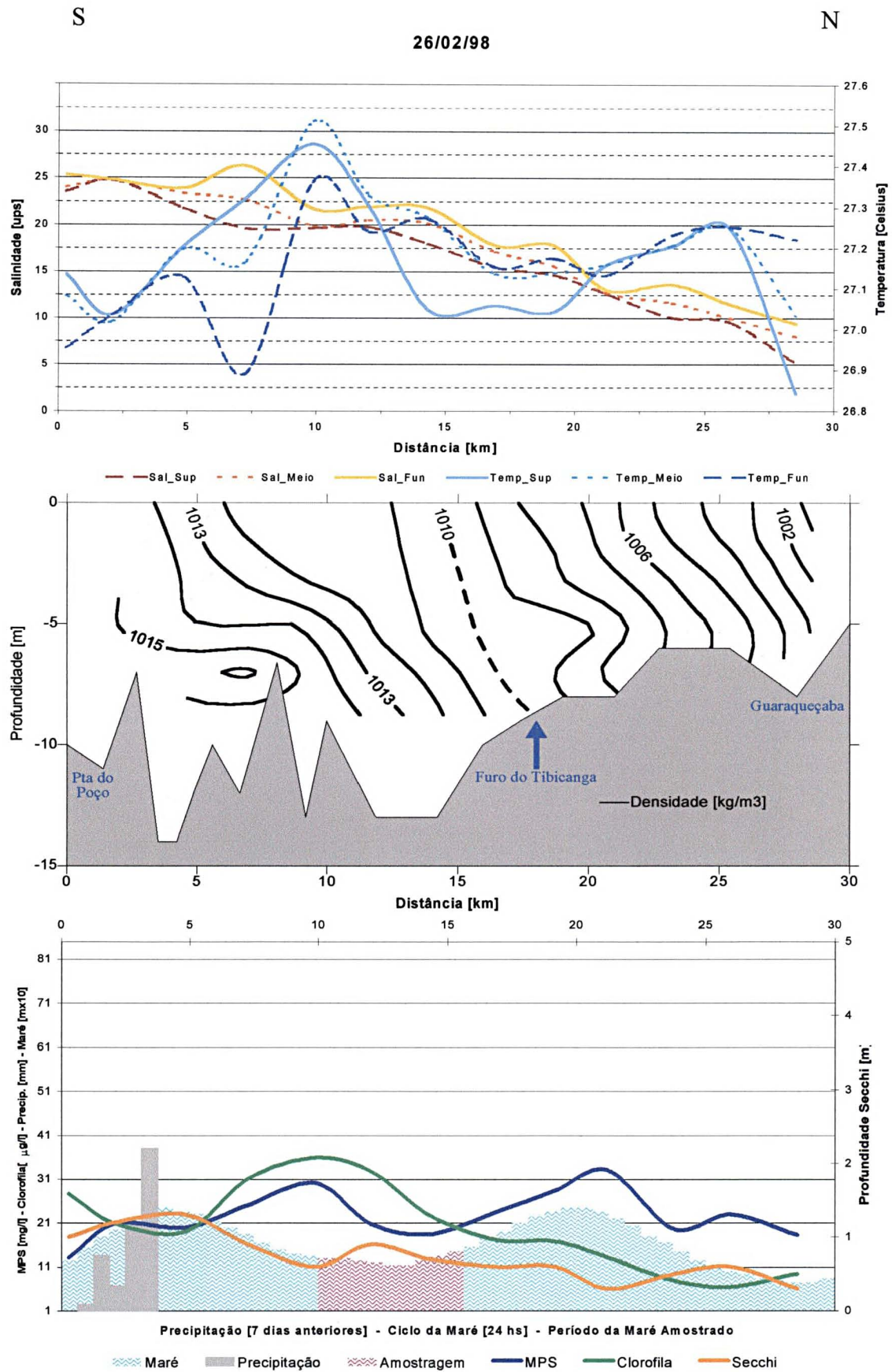
O

L

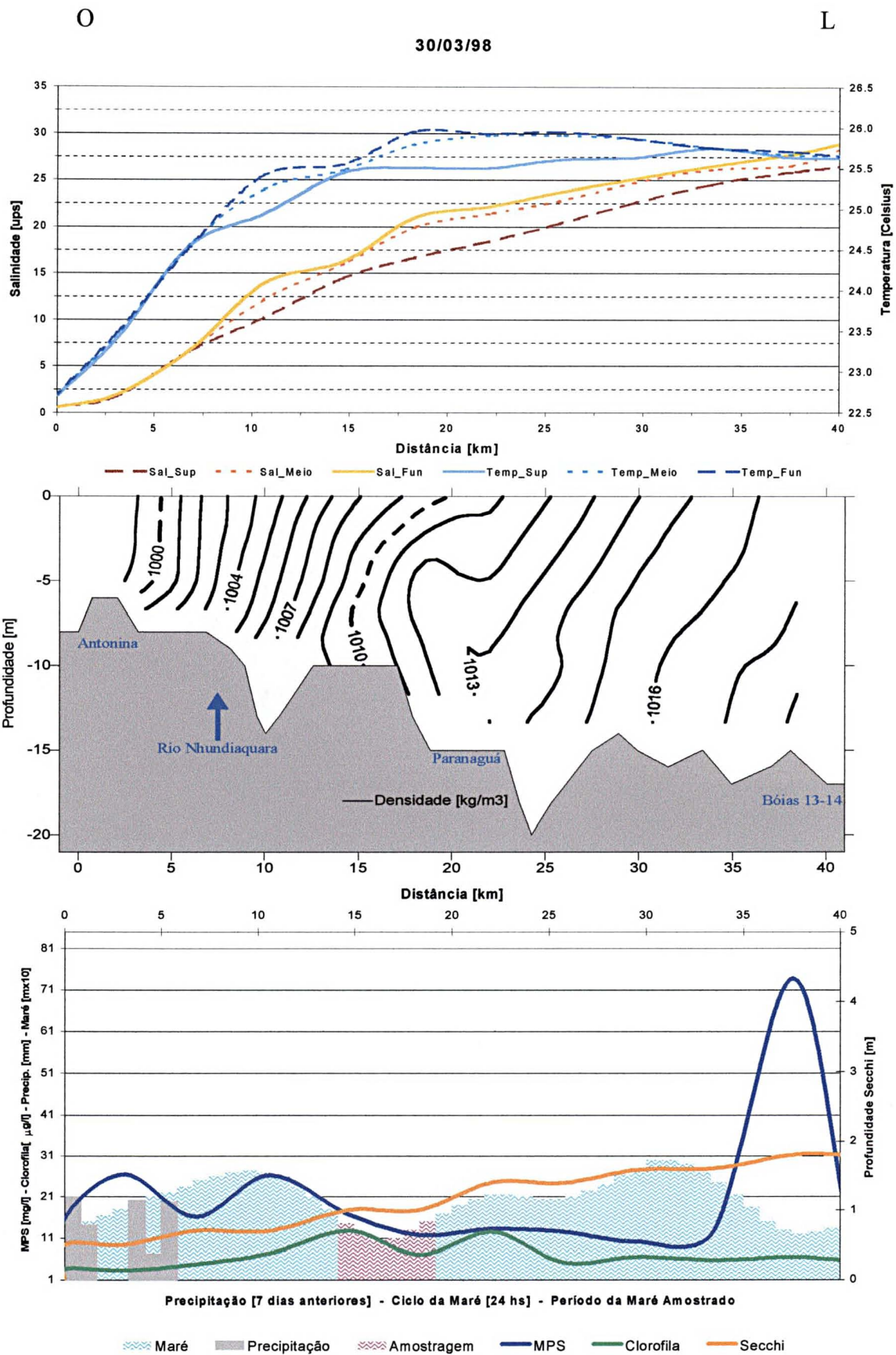
26/02/98



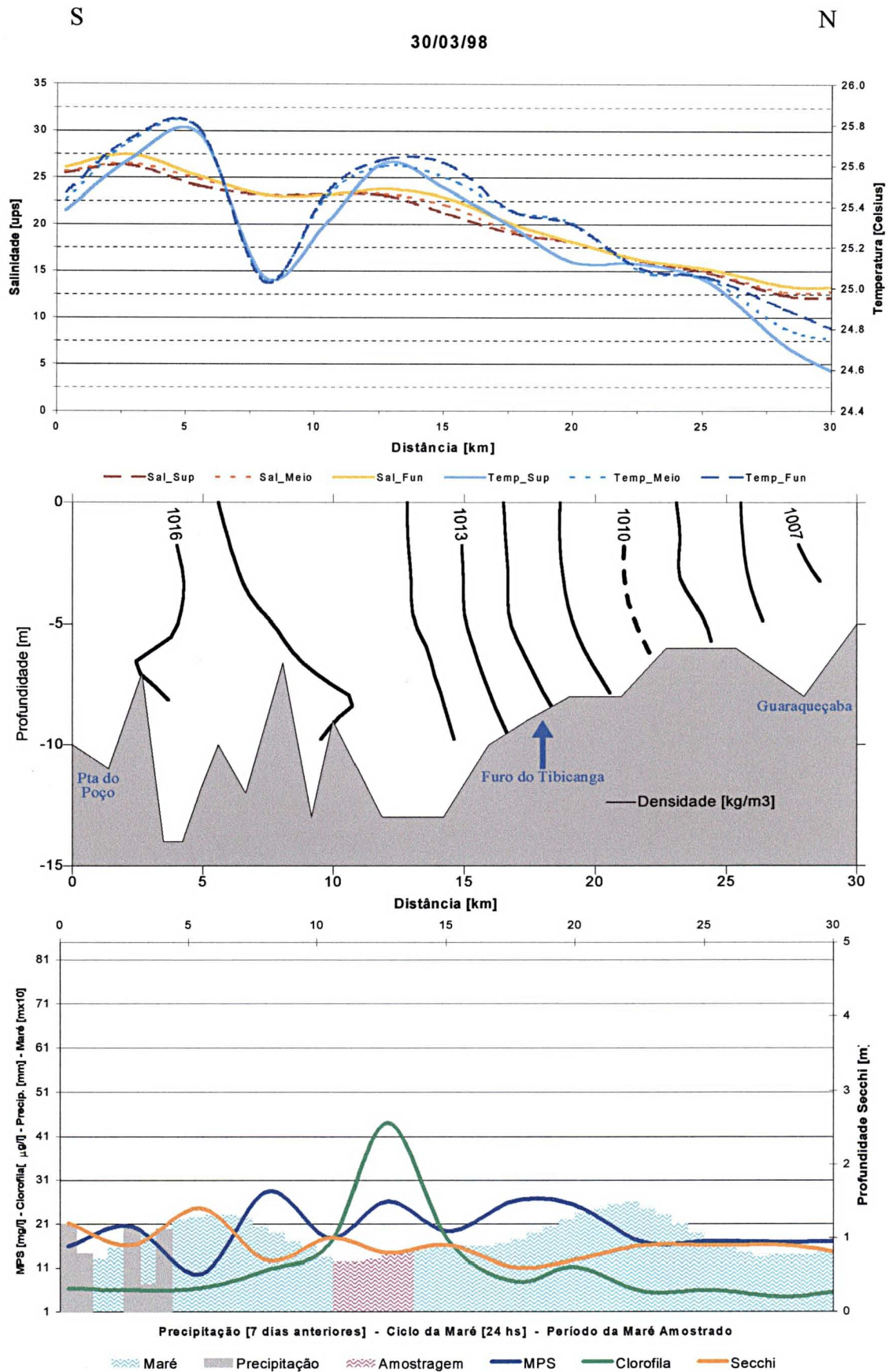
EIXO S - N



EIXO L - O



EIXO S - N

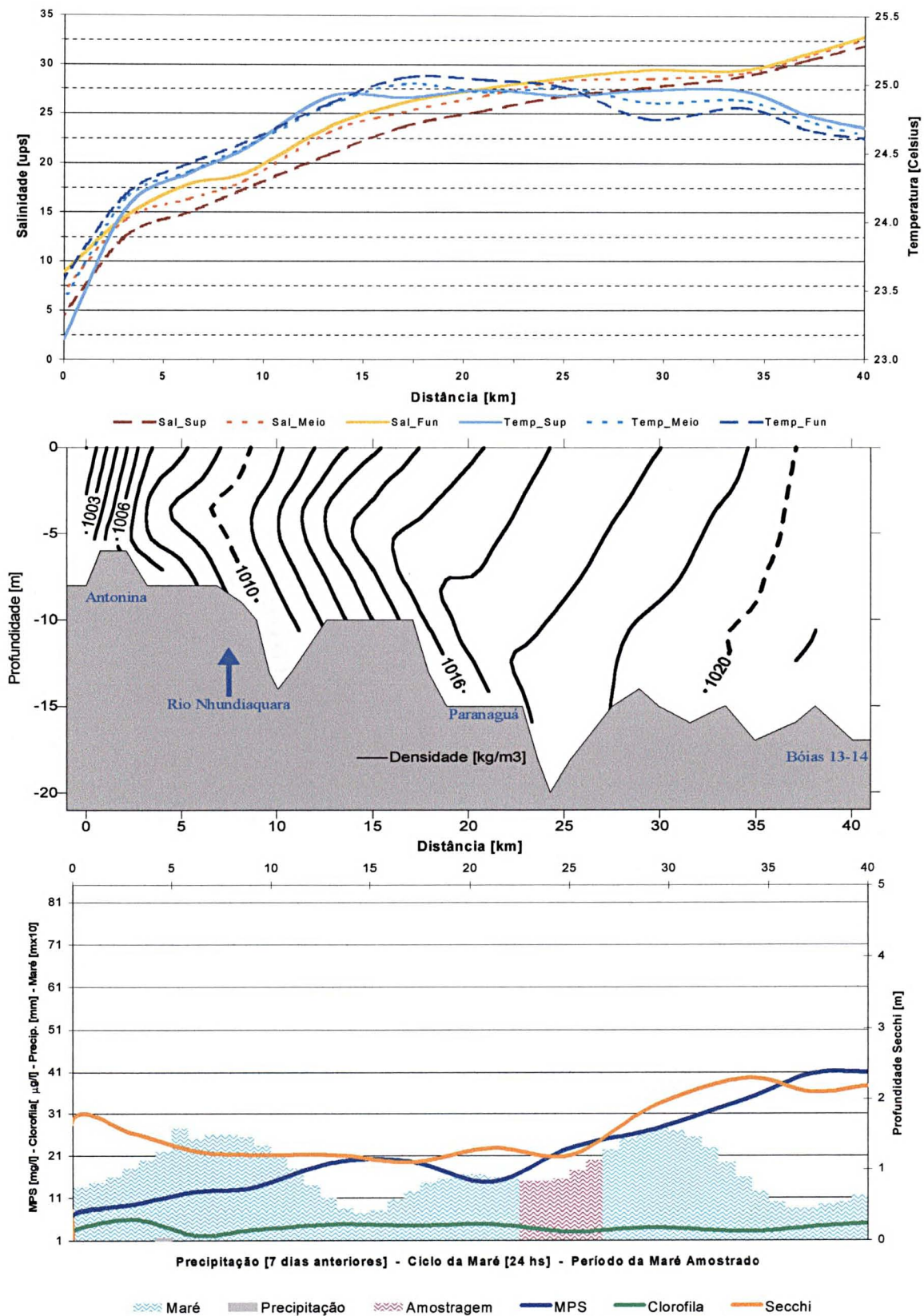


EIXO L - O

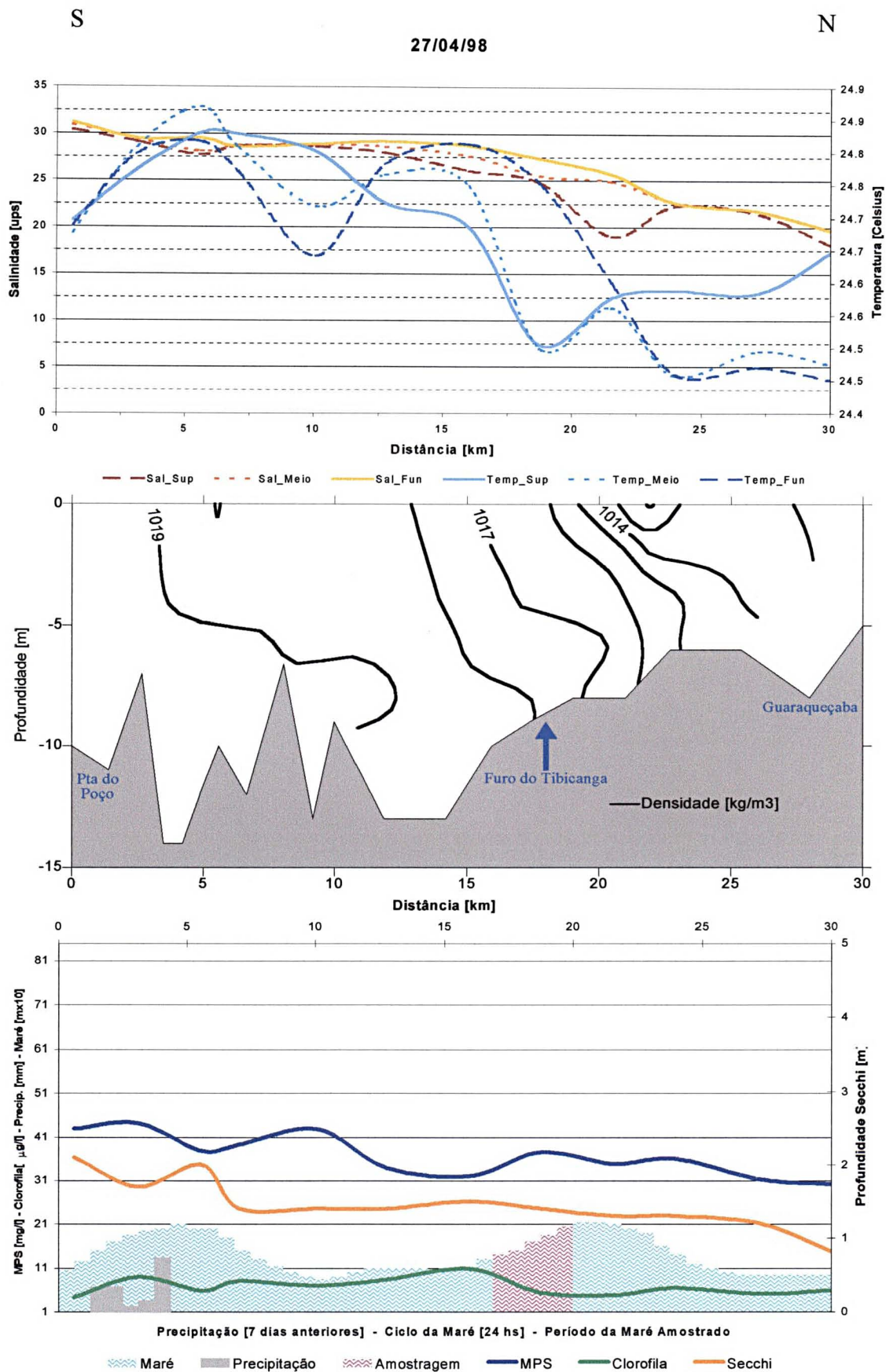
O

L

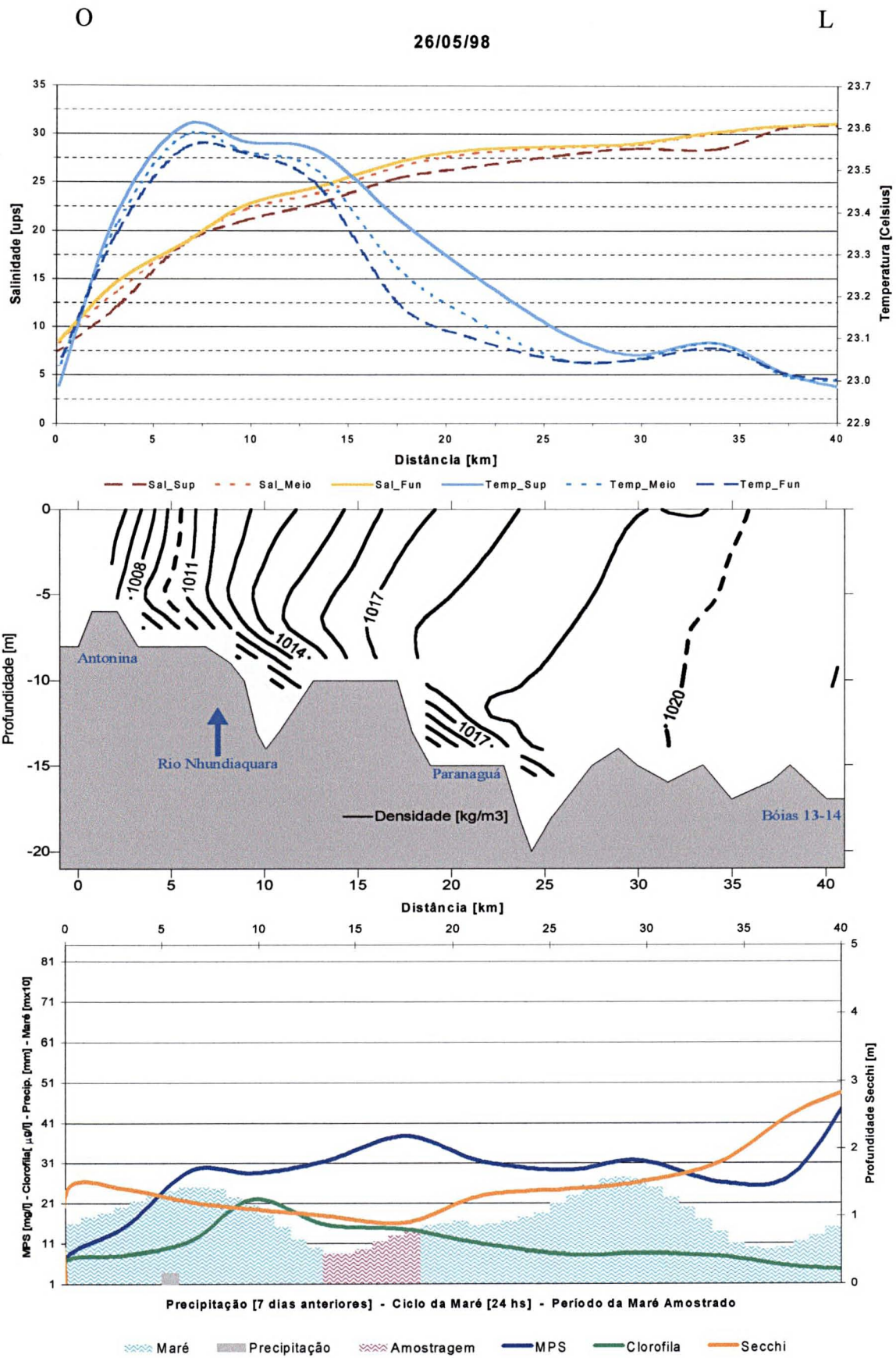
27/04/98



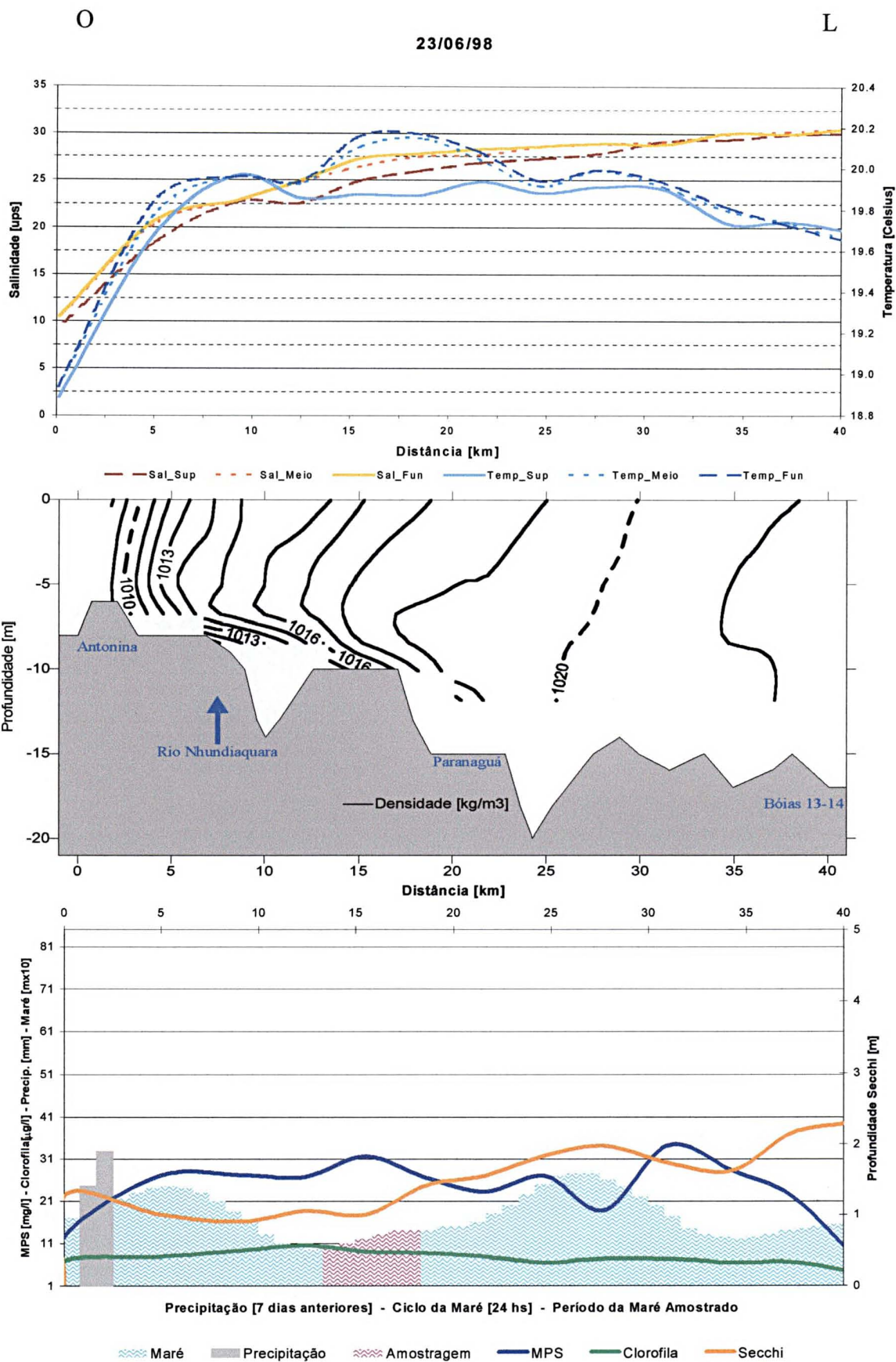
EIXO S - N



EIXO L - O



EIXO L - O

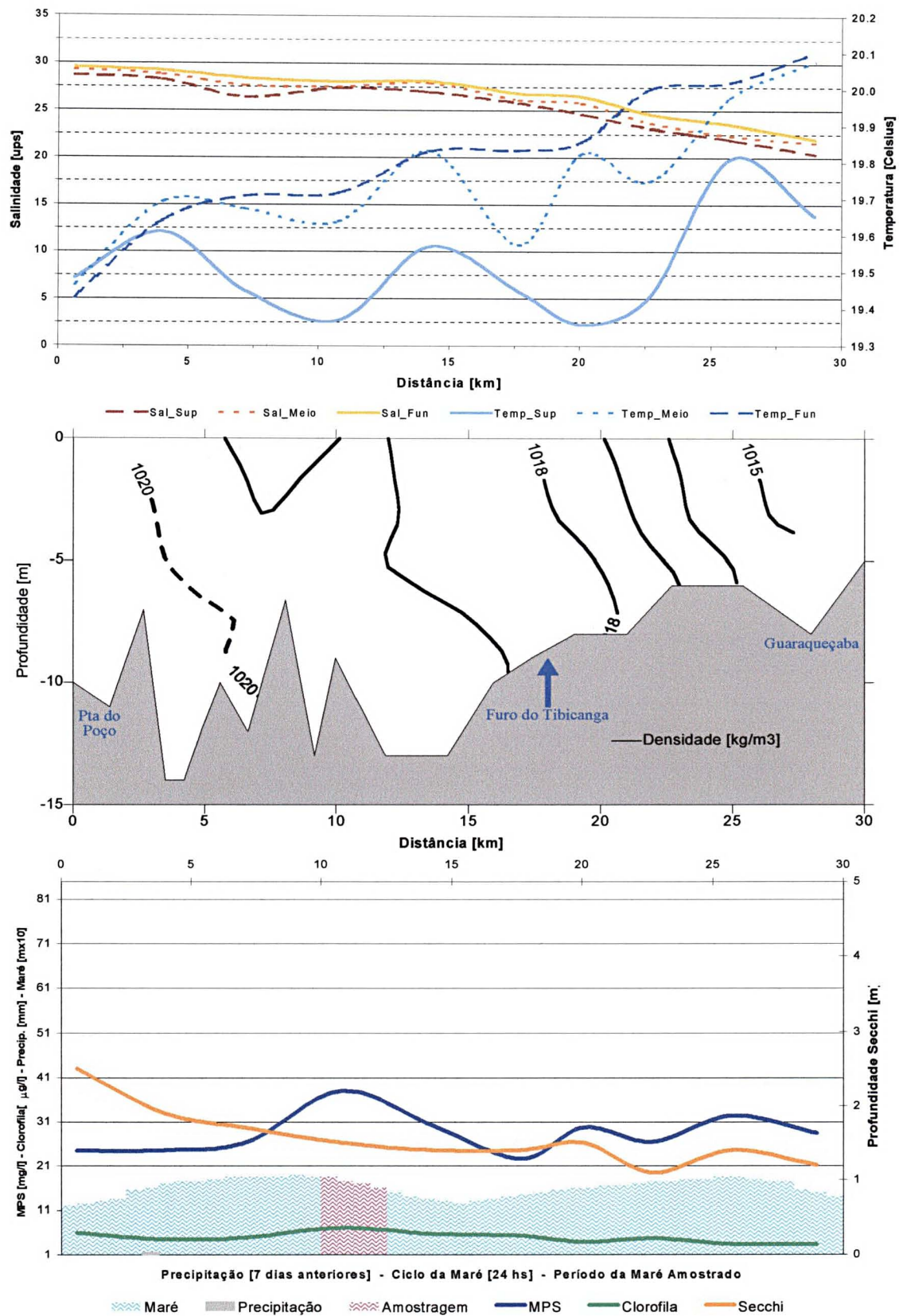


EIXO S – N

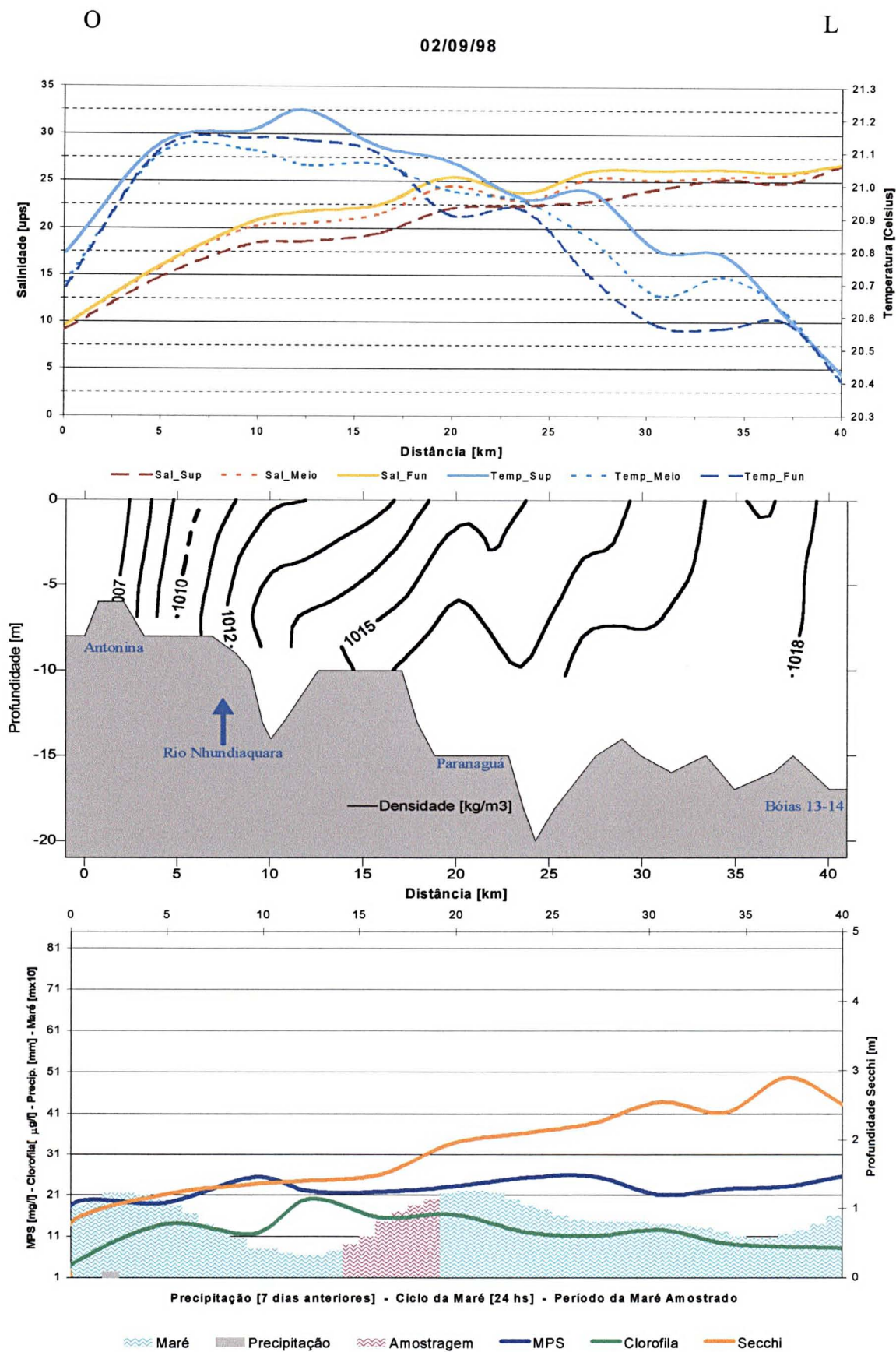
S

N

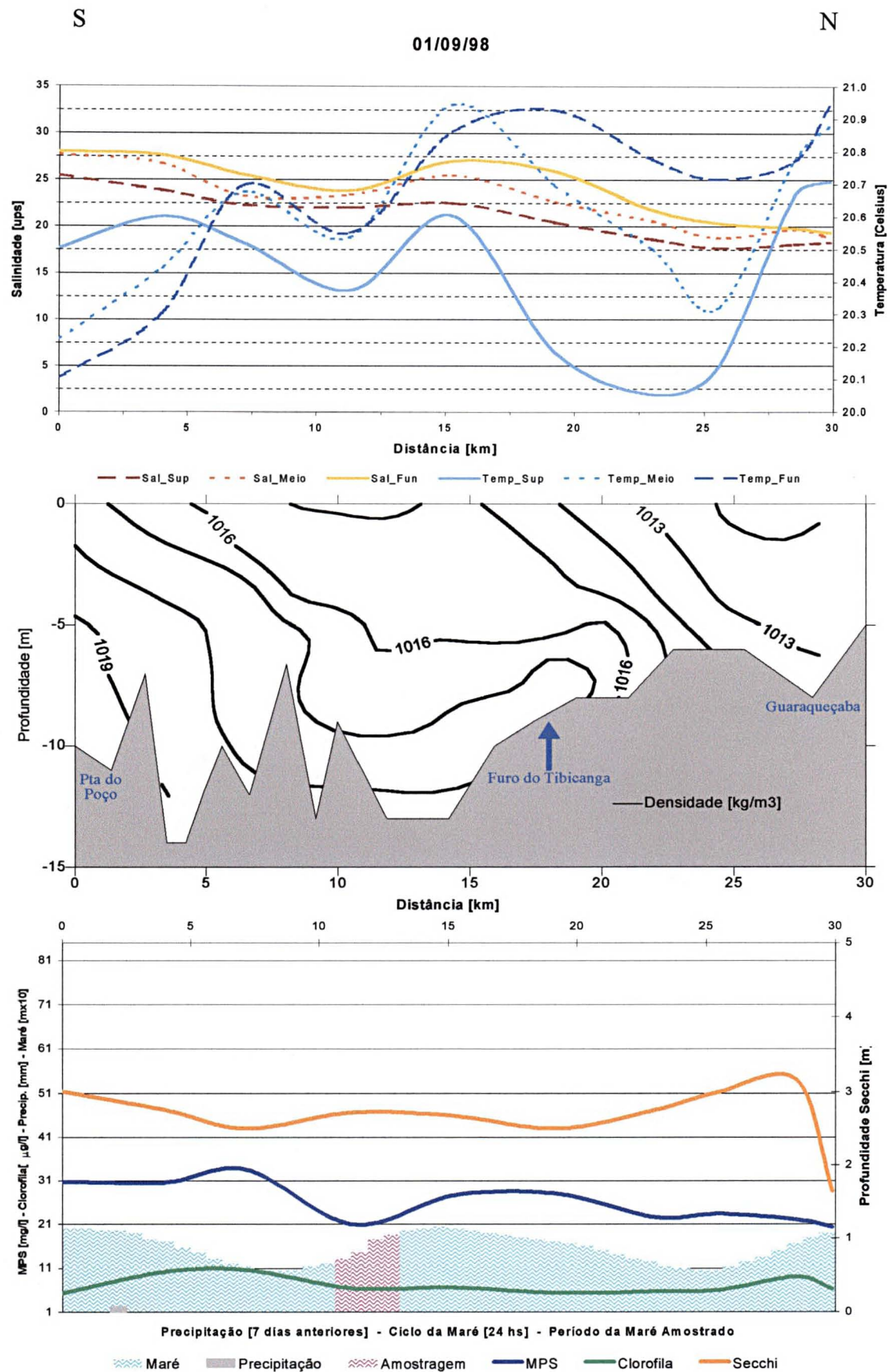
30/07/98



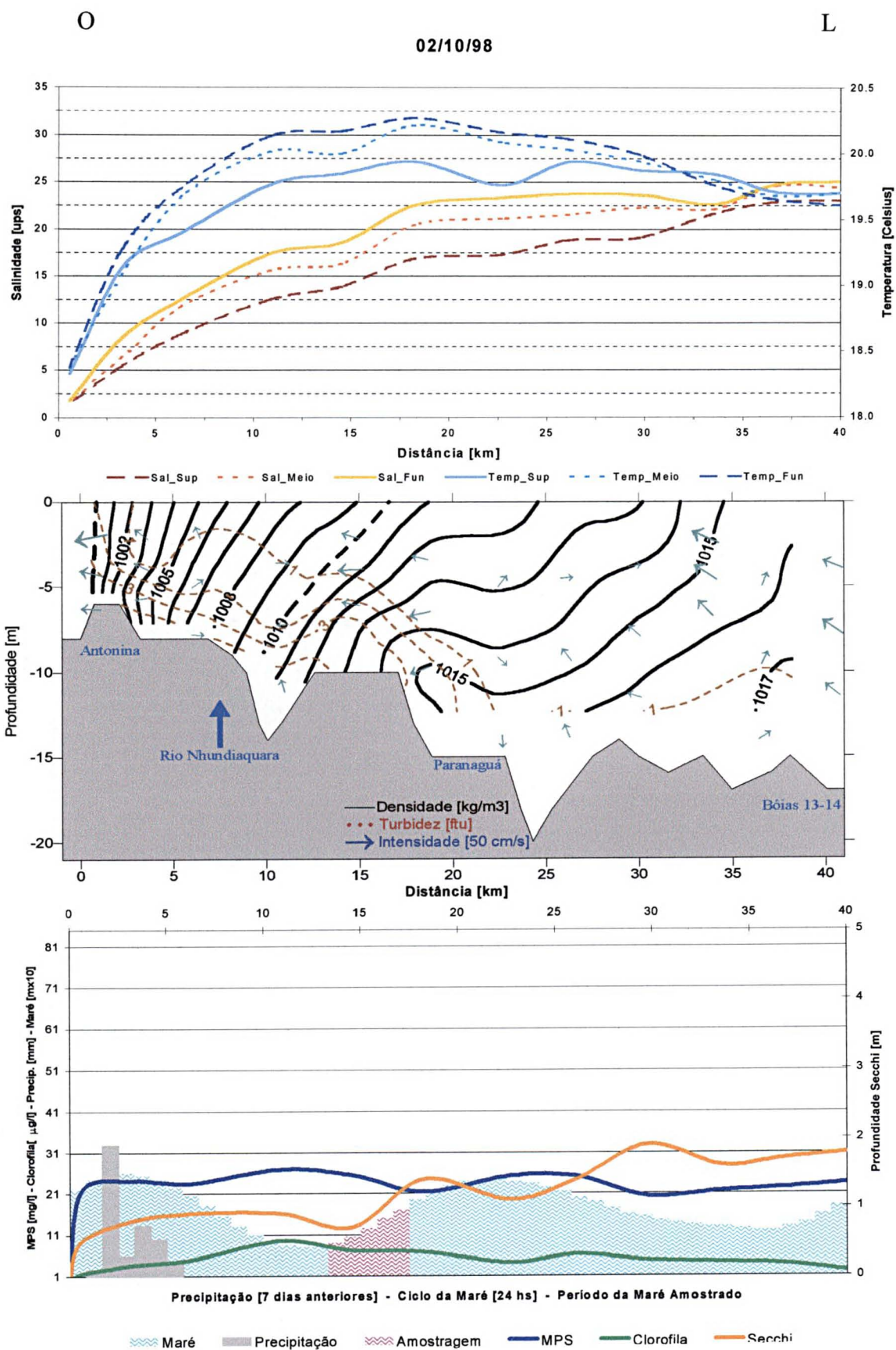
EIXO L - O



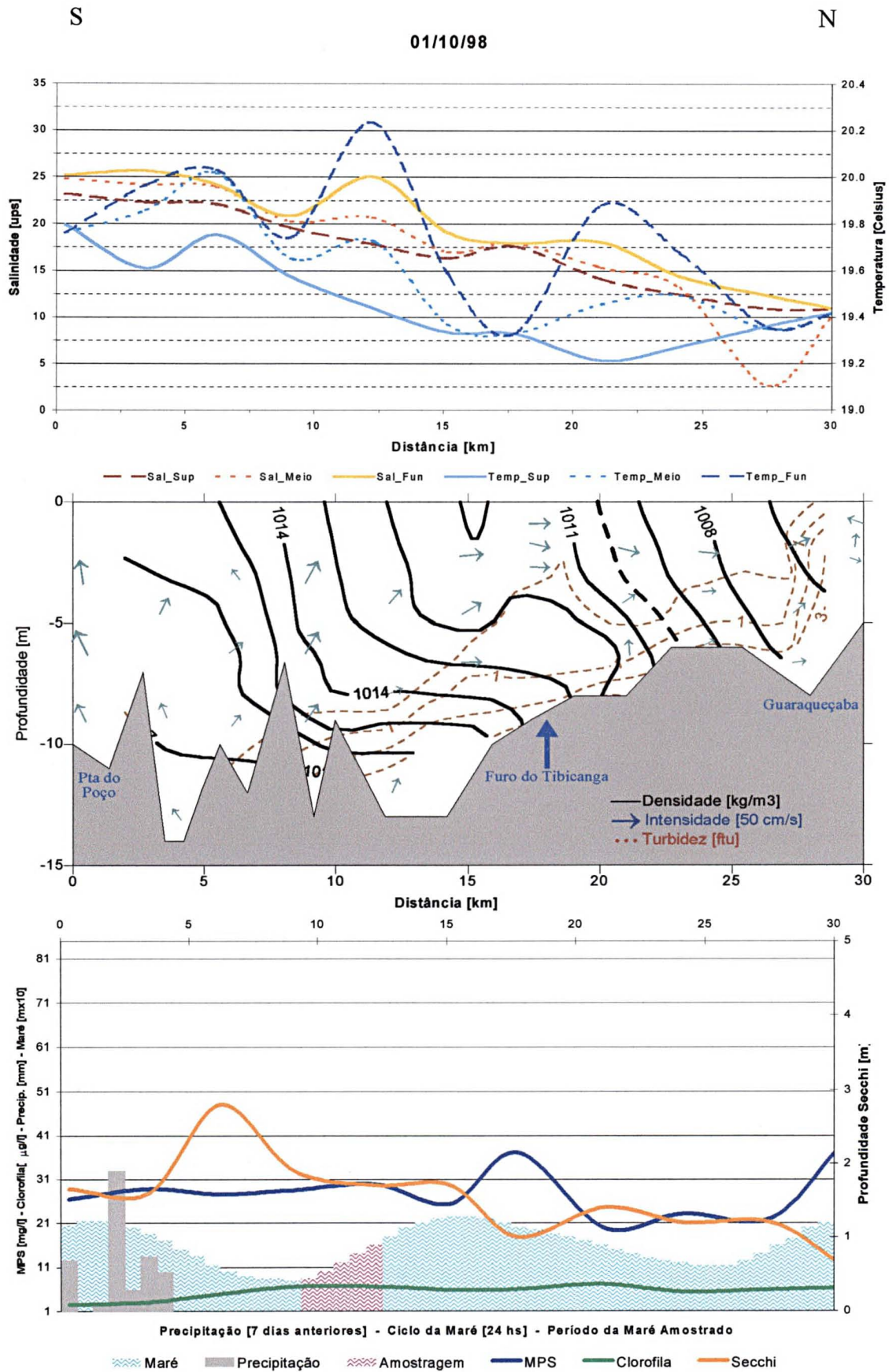
EIXO S - N



EIXO L – O



EIXO S - N

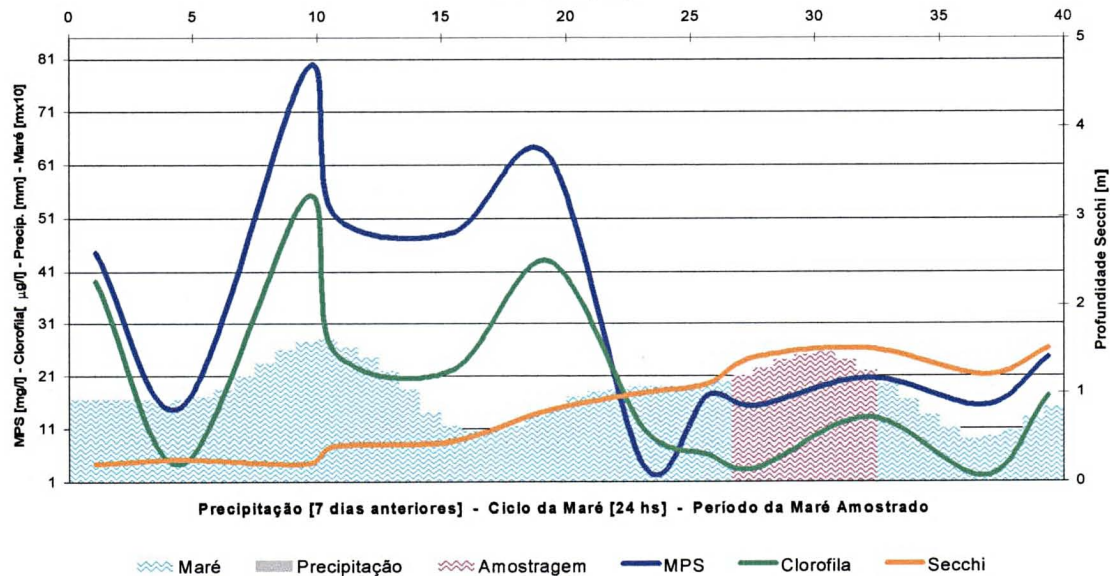
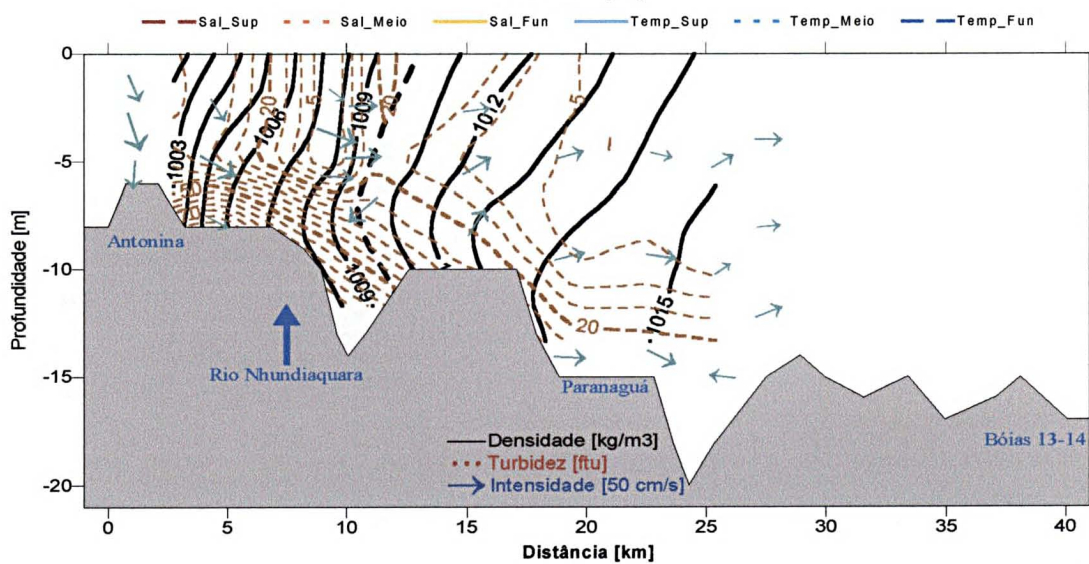
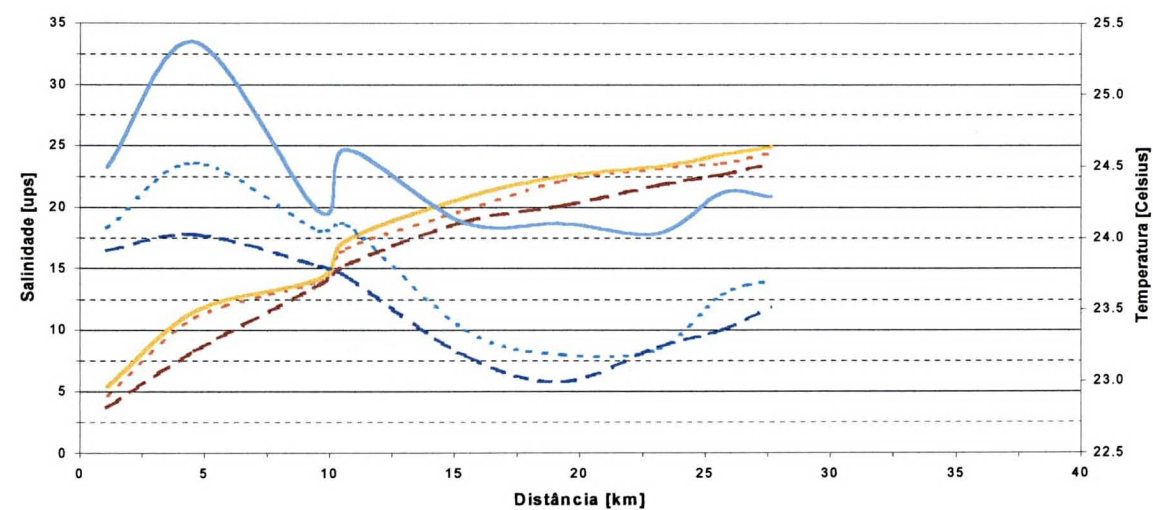


EIXO L - O

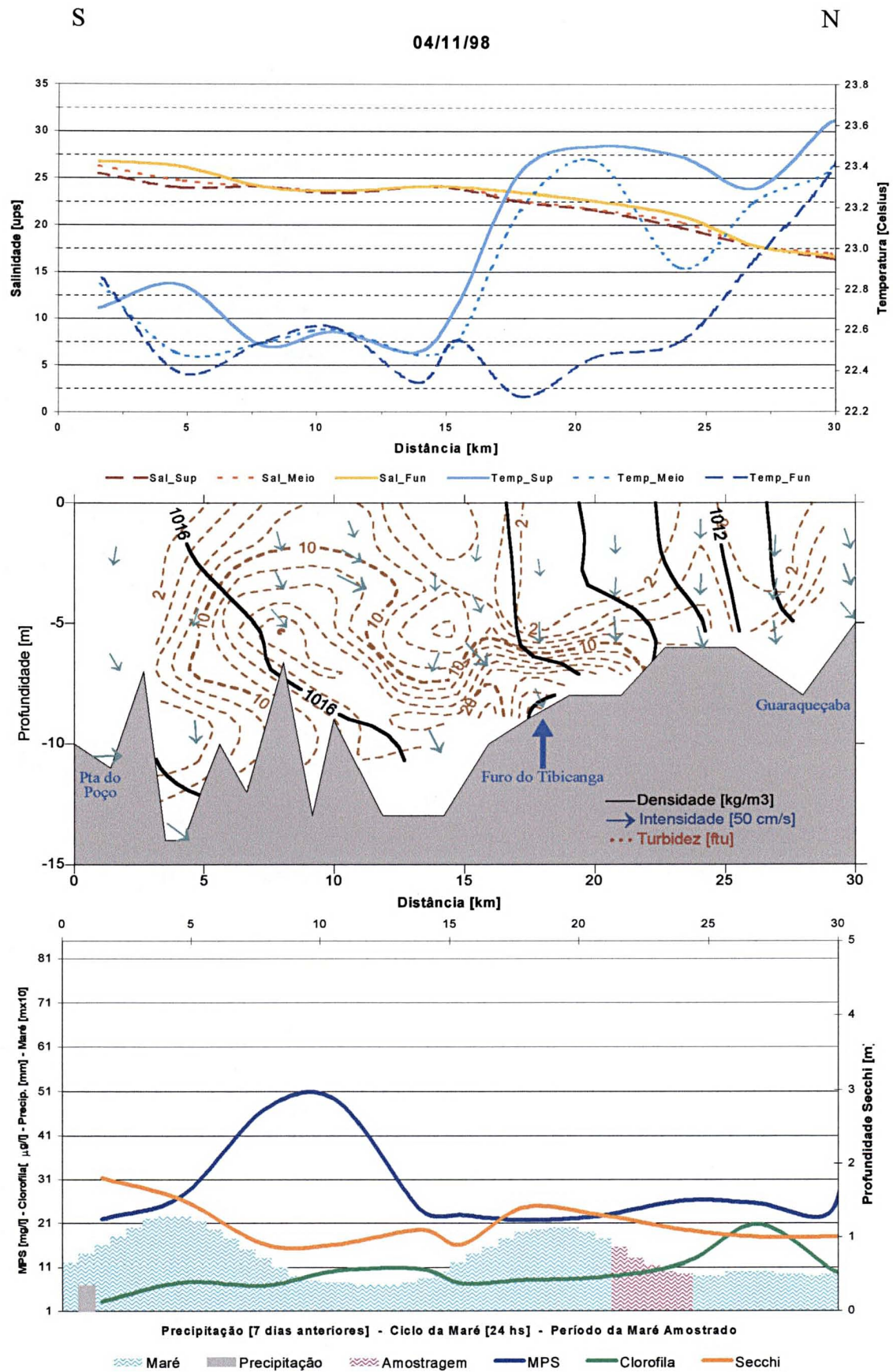
O

L

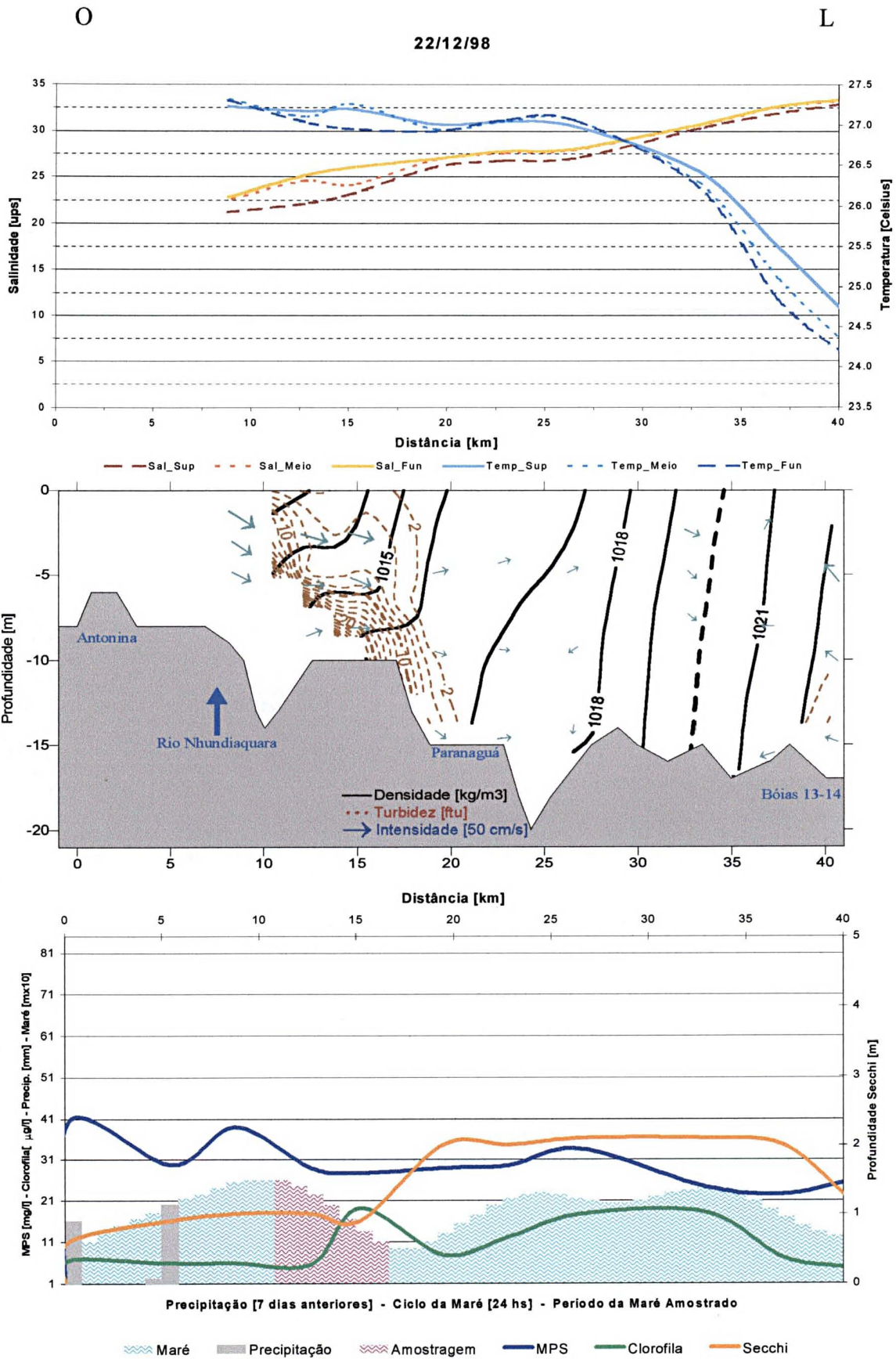
06/11/98



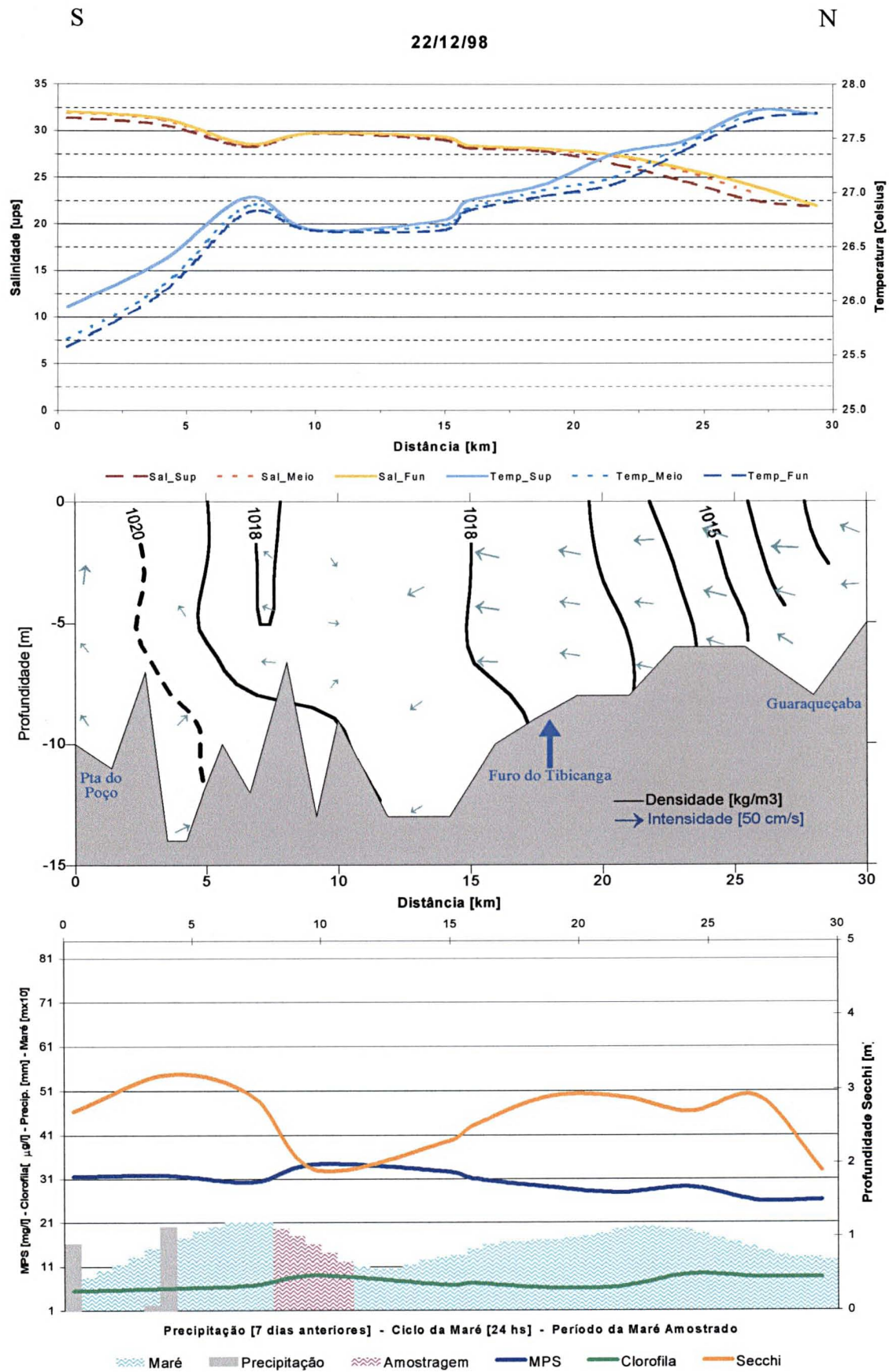
EIXO S - N



EIXO L - O



EIXO S – N

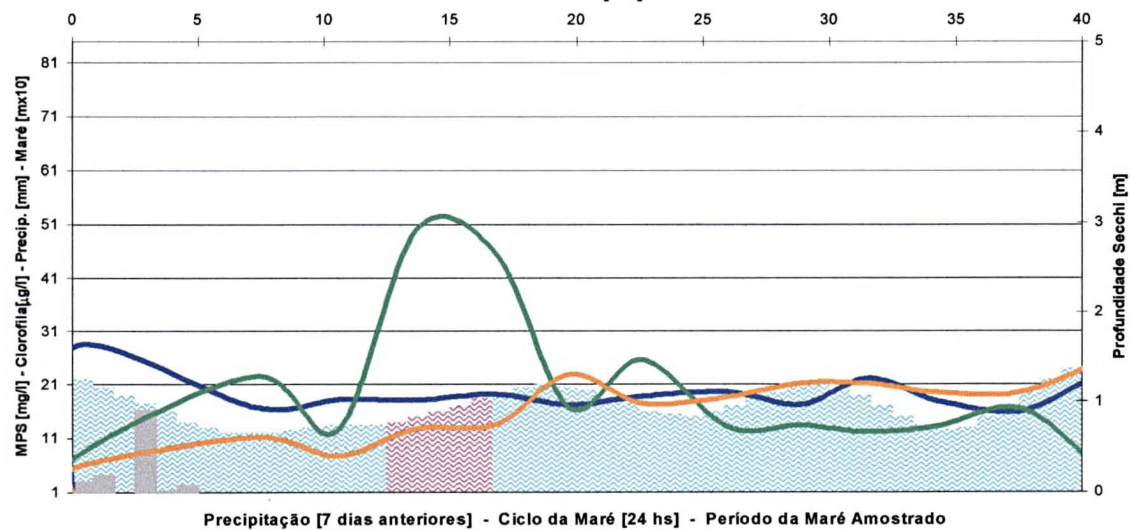
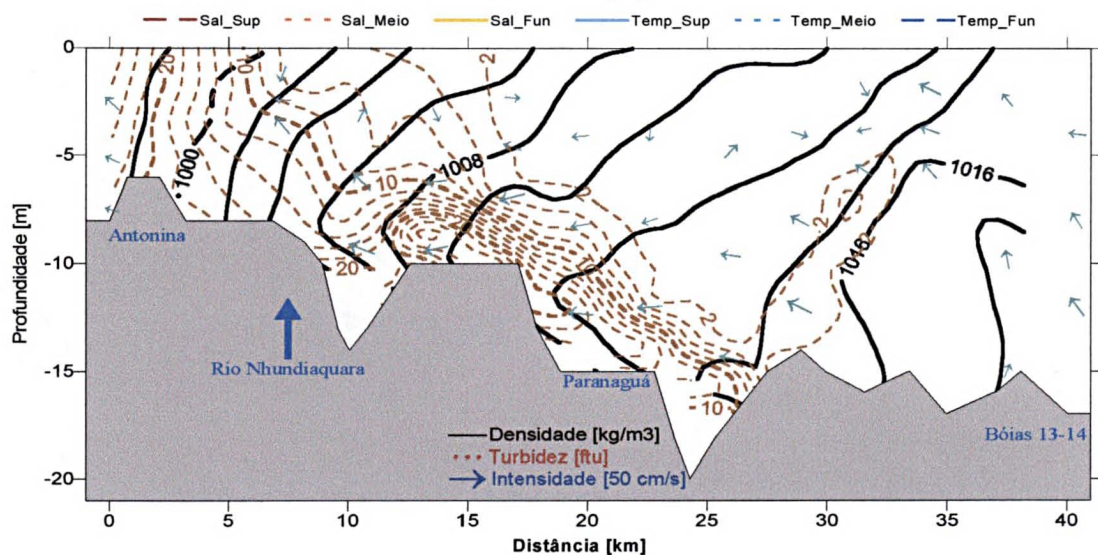
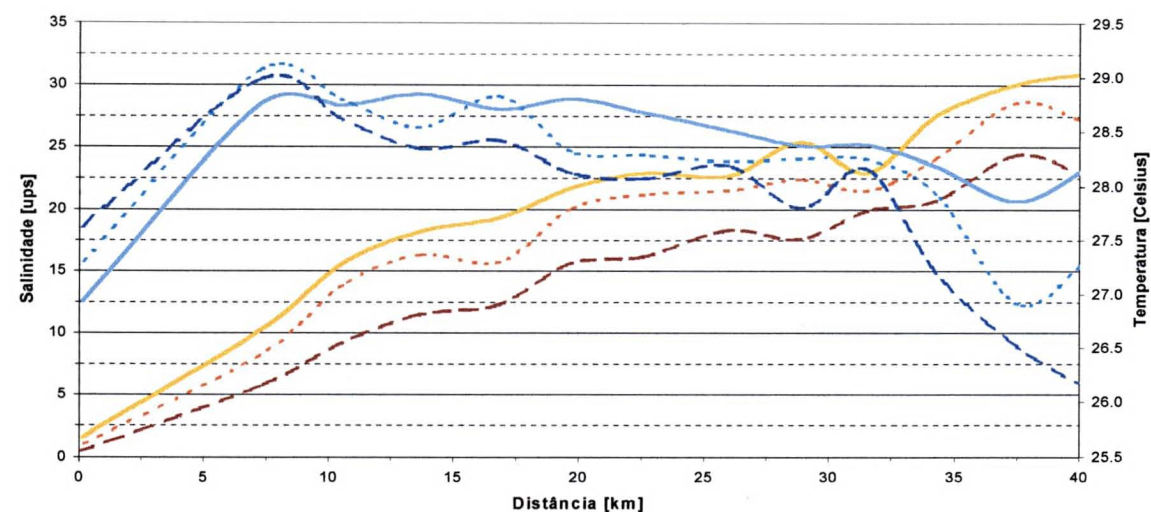


EIXO L - O

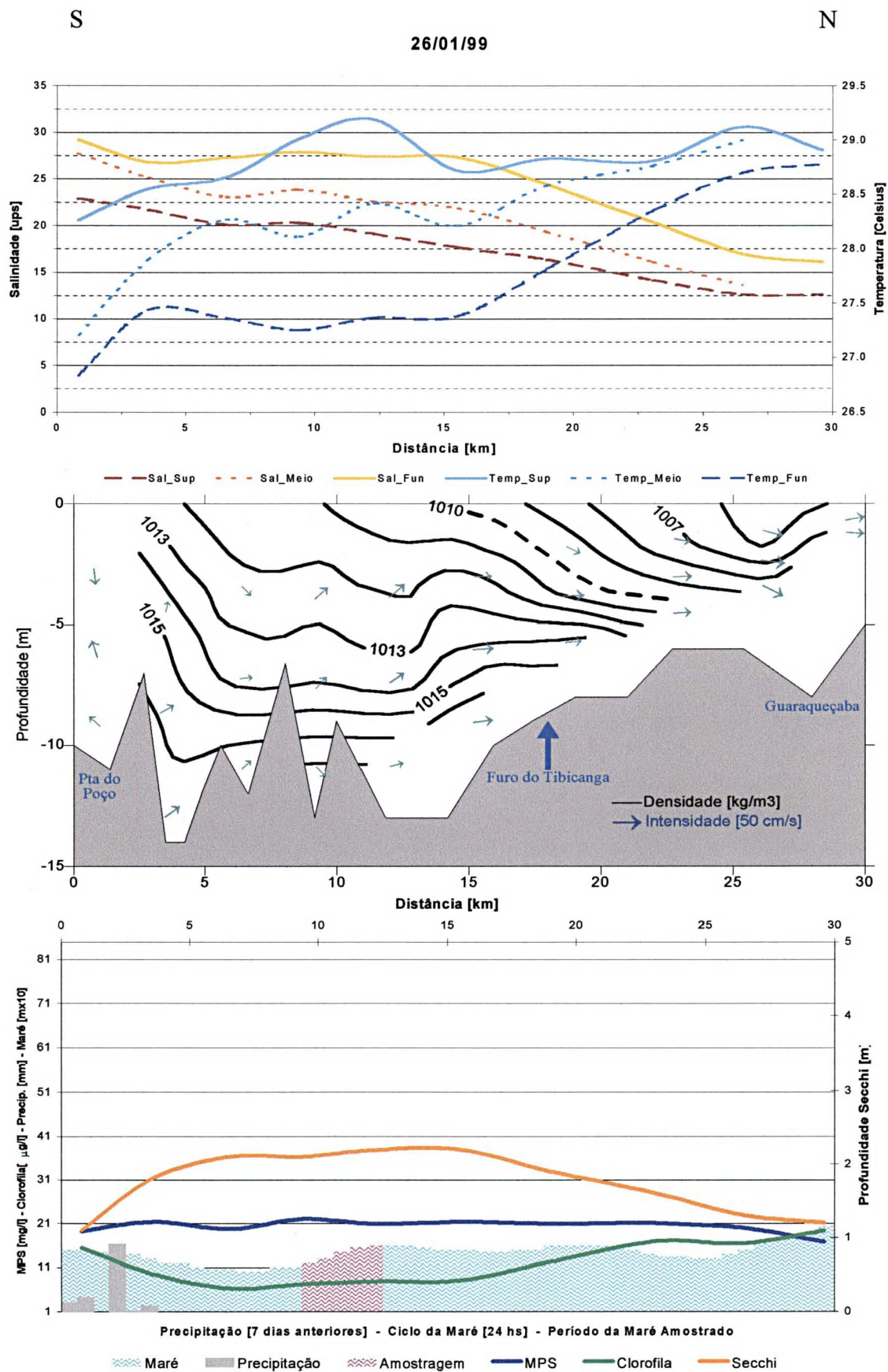
O

L

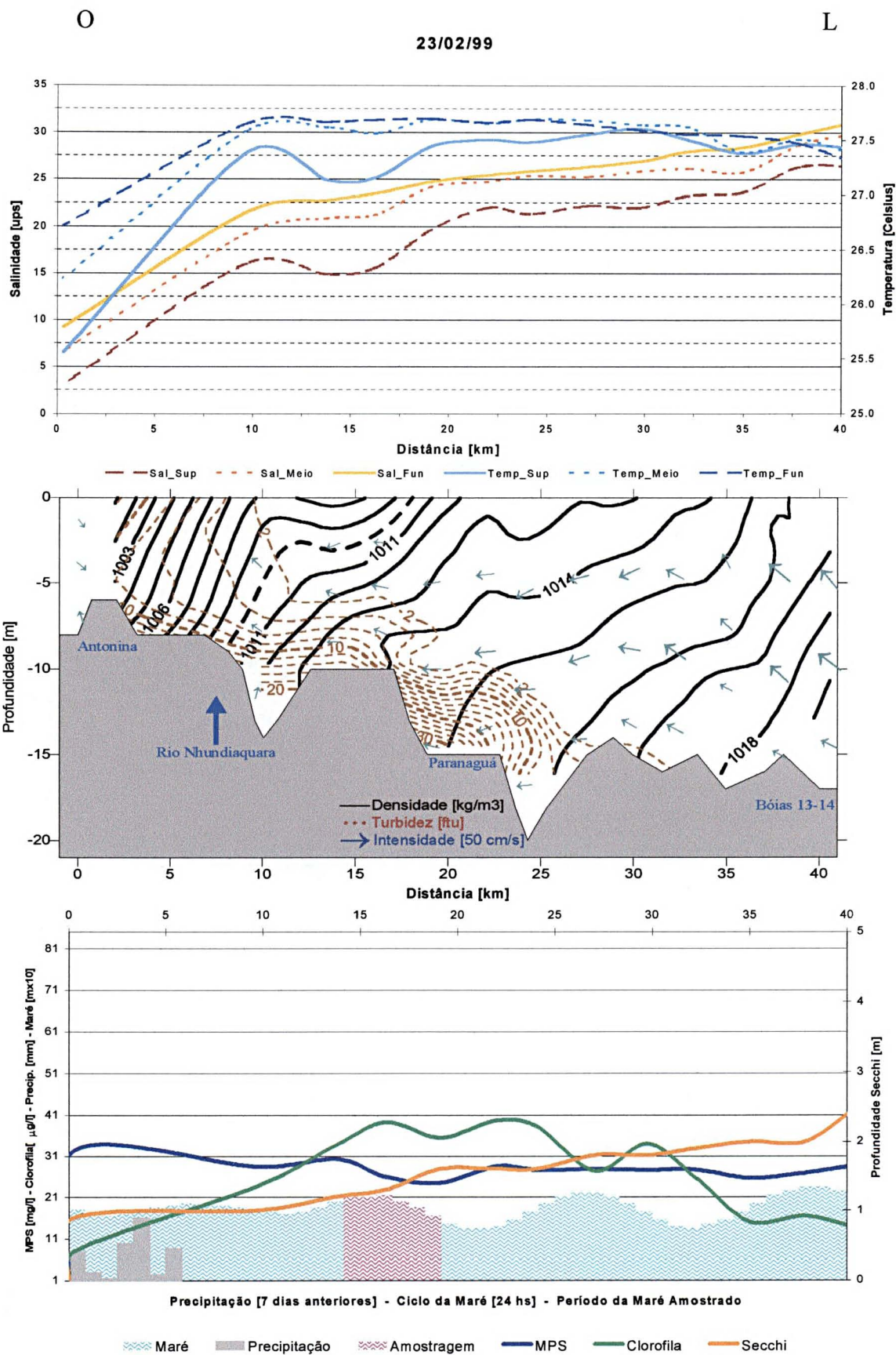
26/01/99



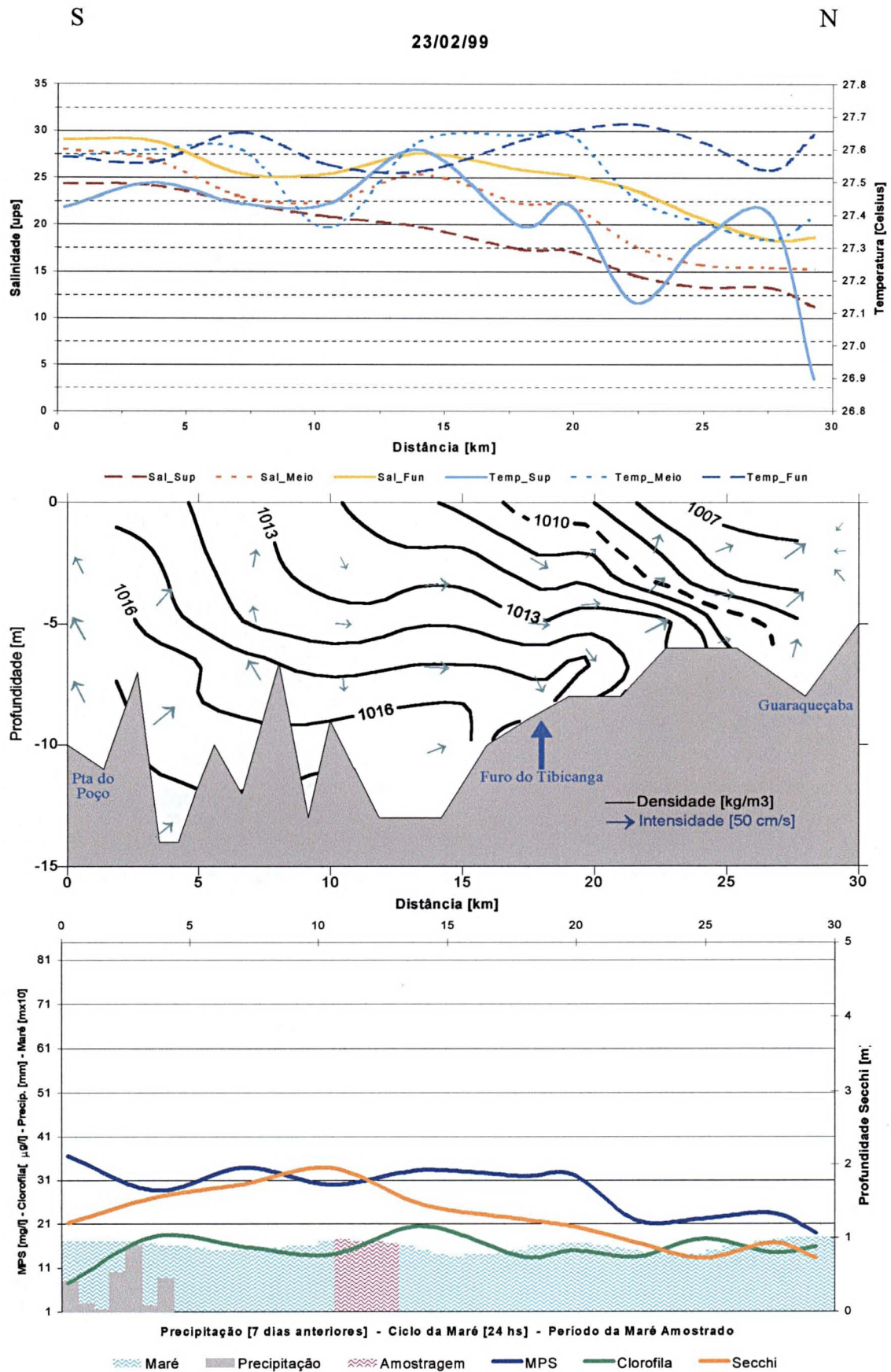
EIXO S - N



EIXO L - O



EIXO S - N

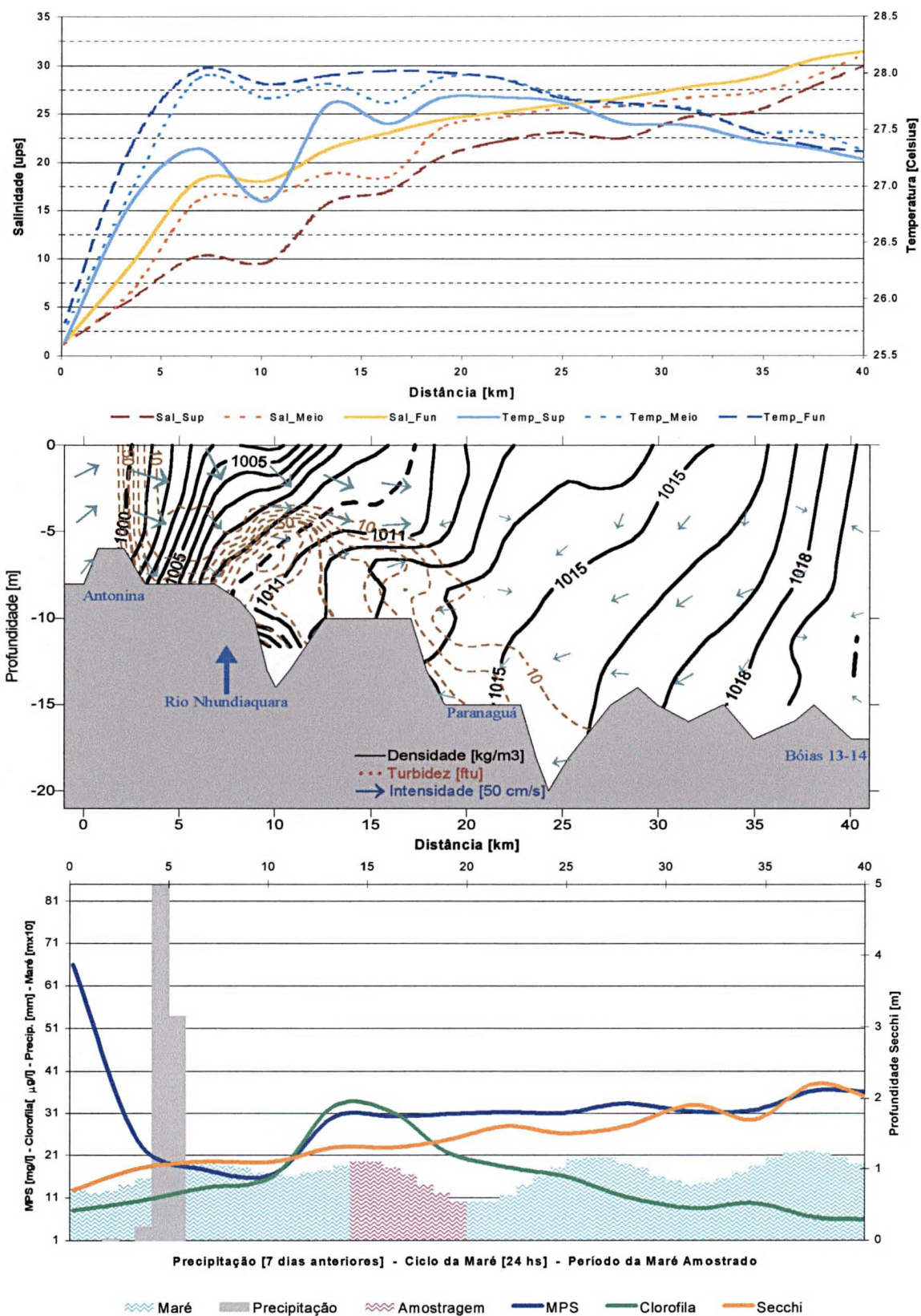


EIXO L - O

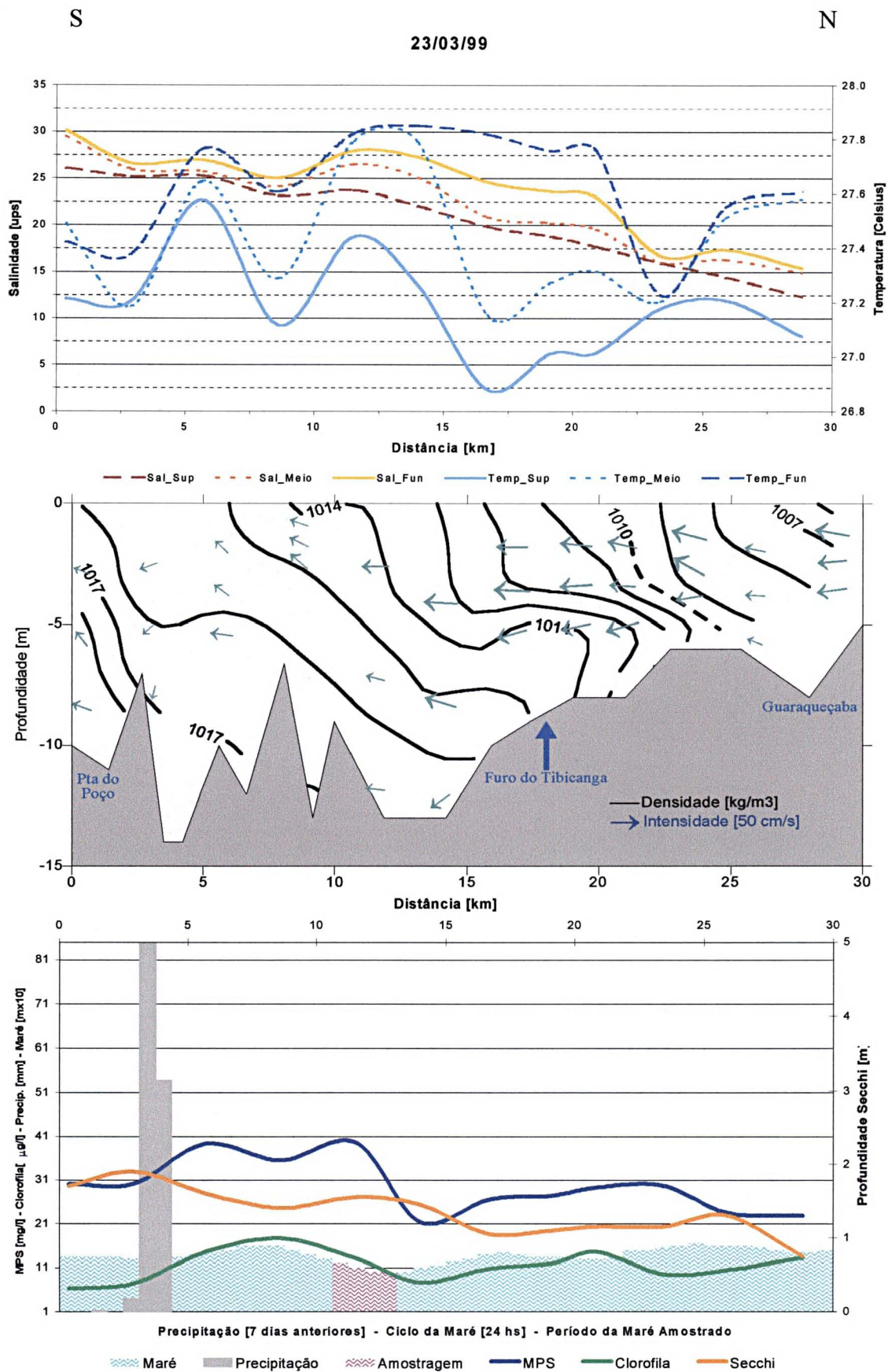
O

L

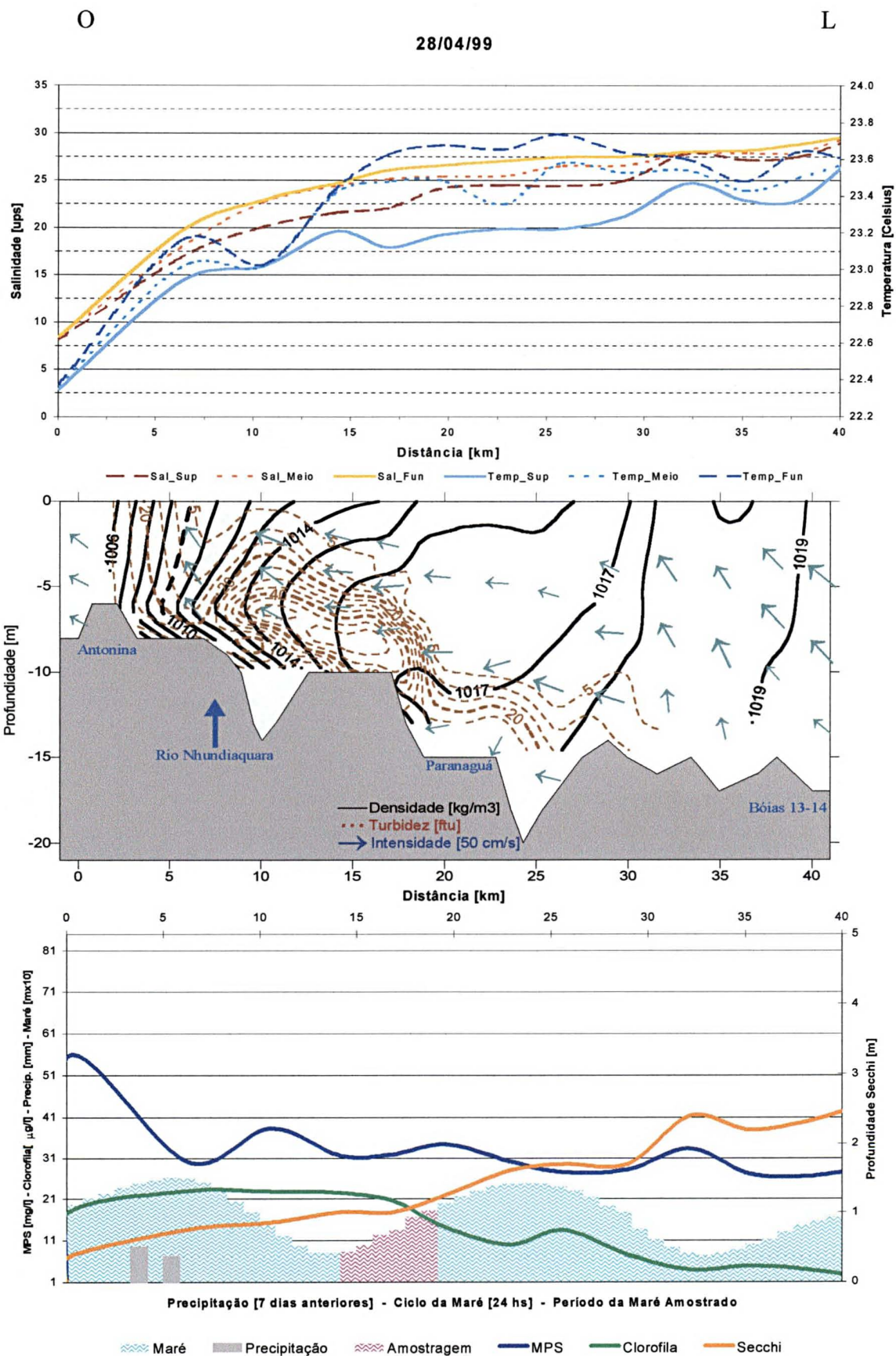
23/03/99



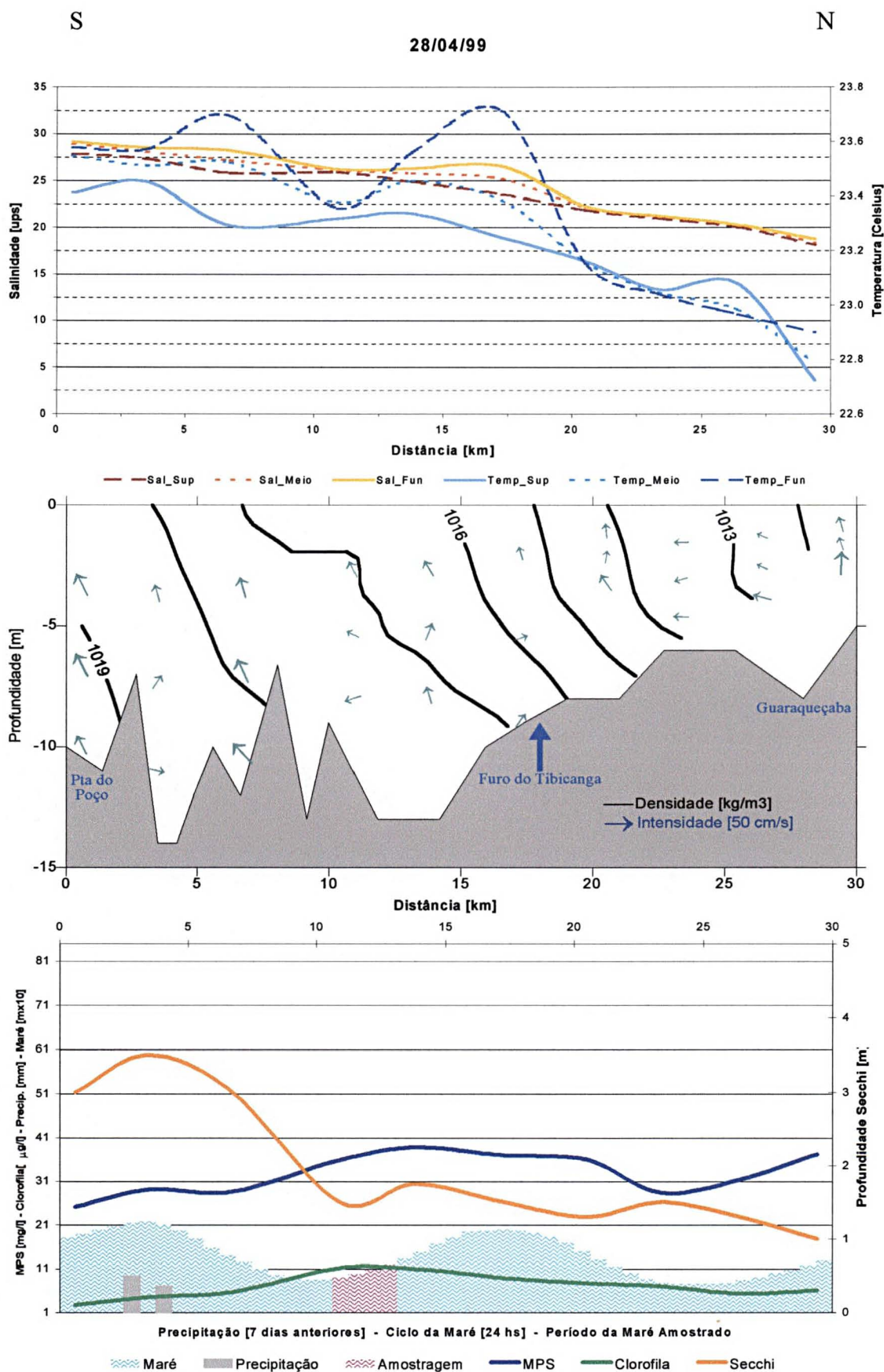
EIXO S – N



EIXO L - O



EIXO S – N

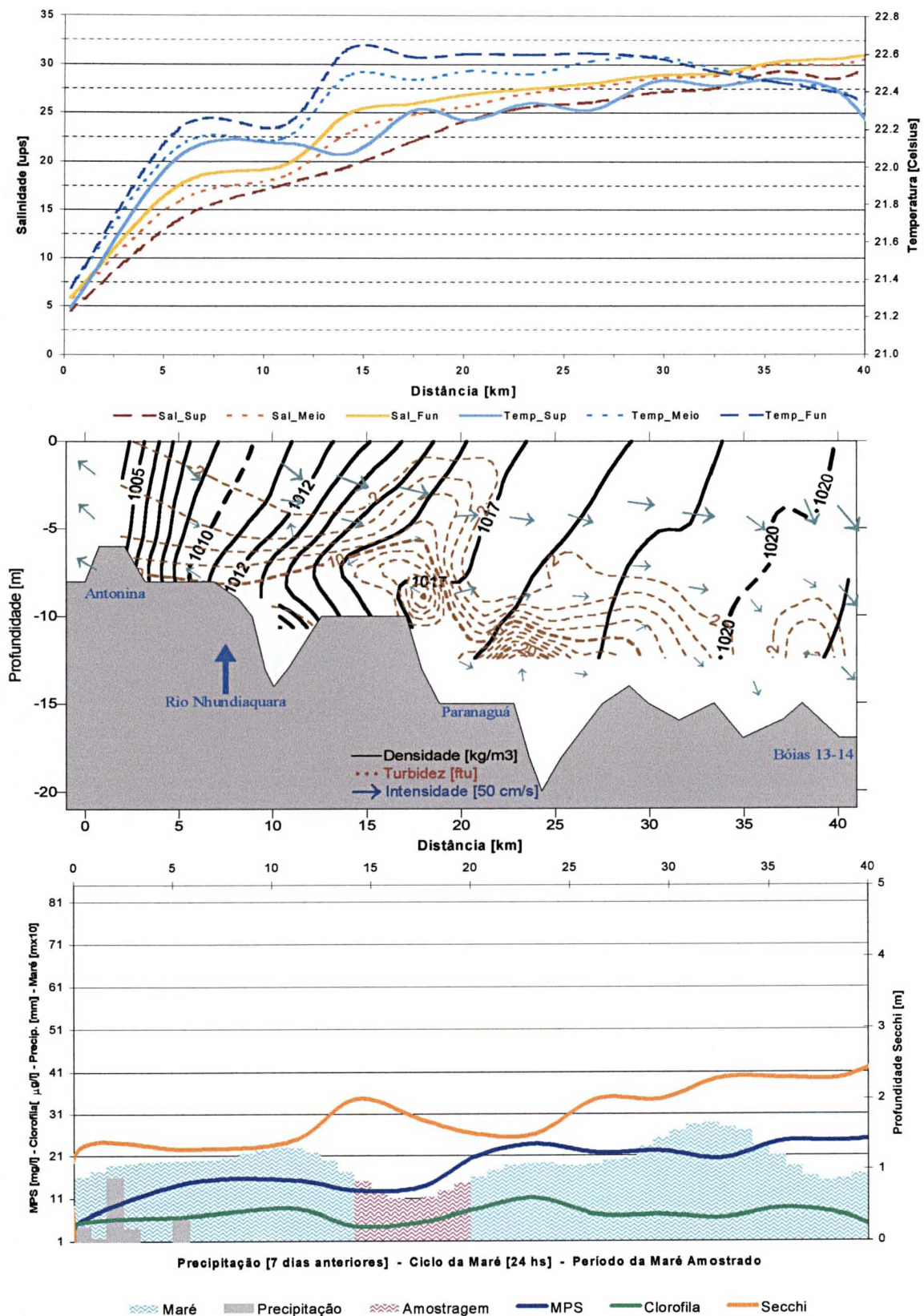


EIXO L - O

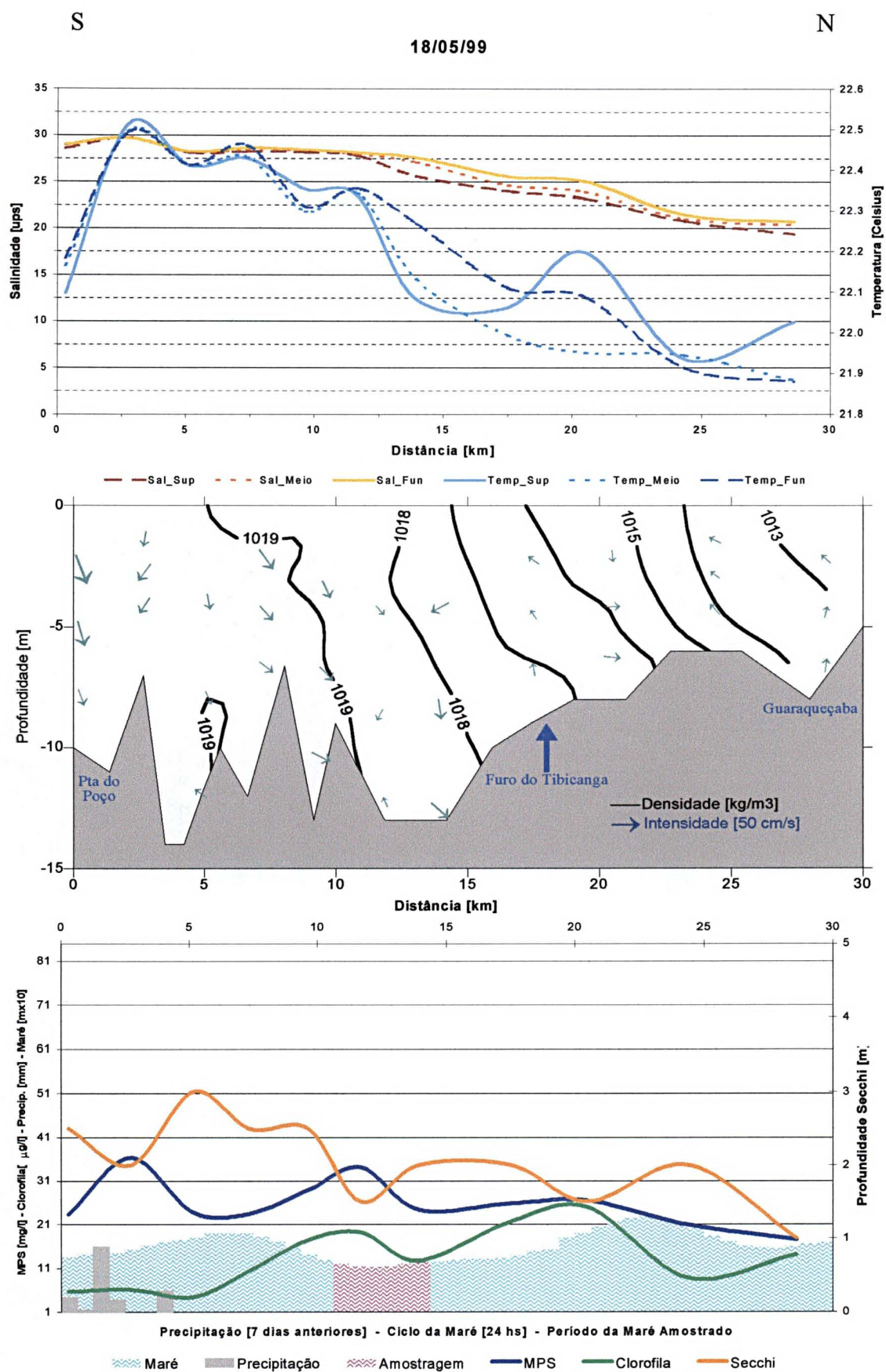
O

L

18/05/99



EIXO S - N

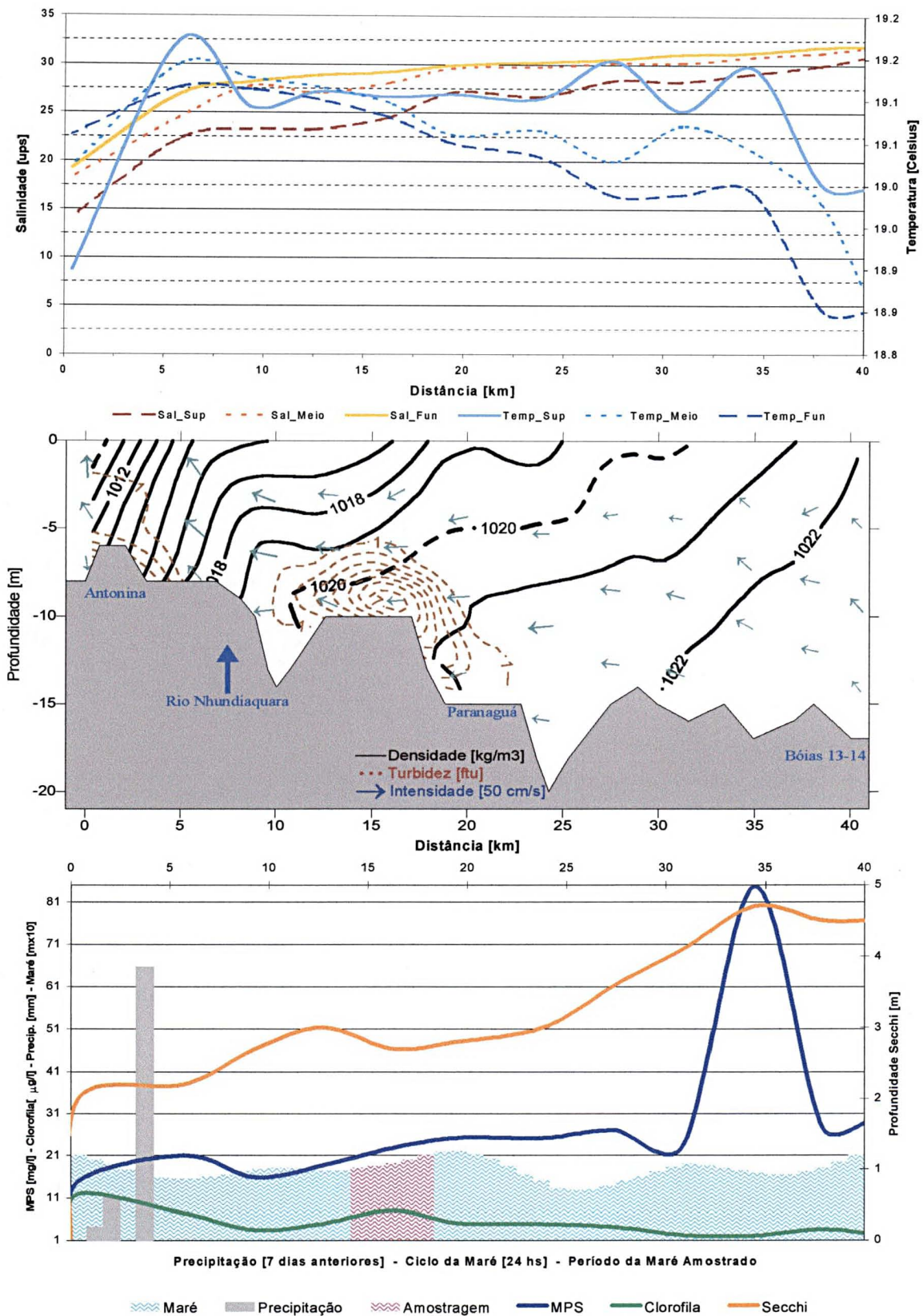


EIXO L - O

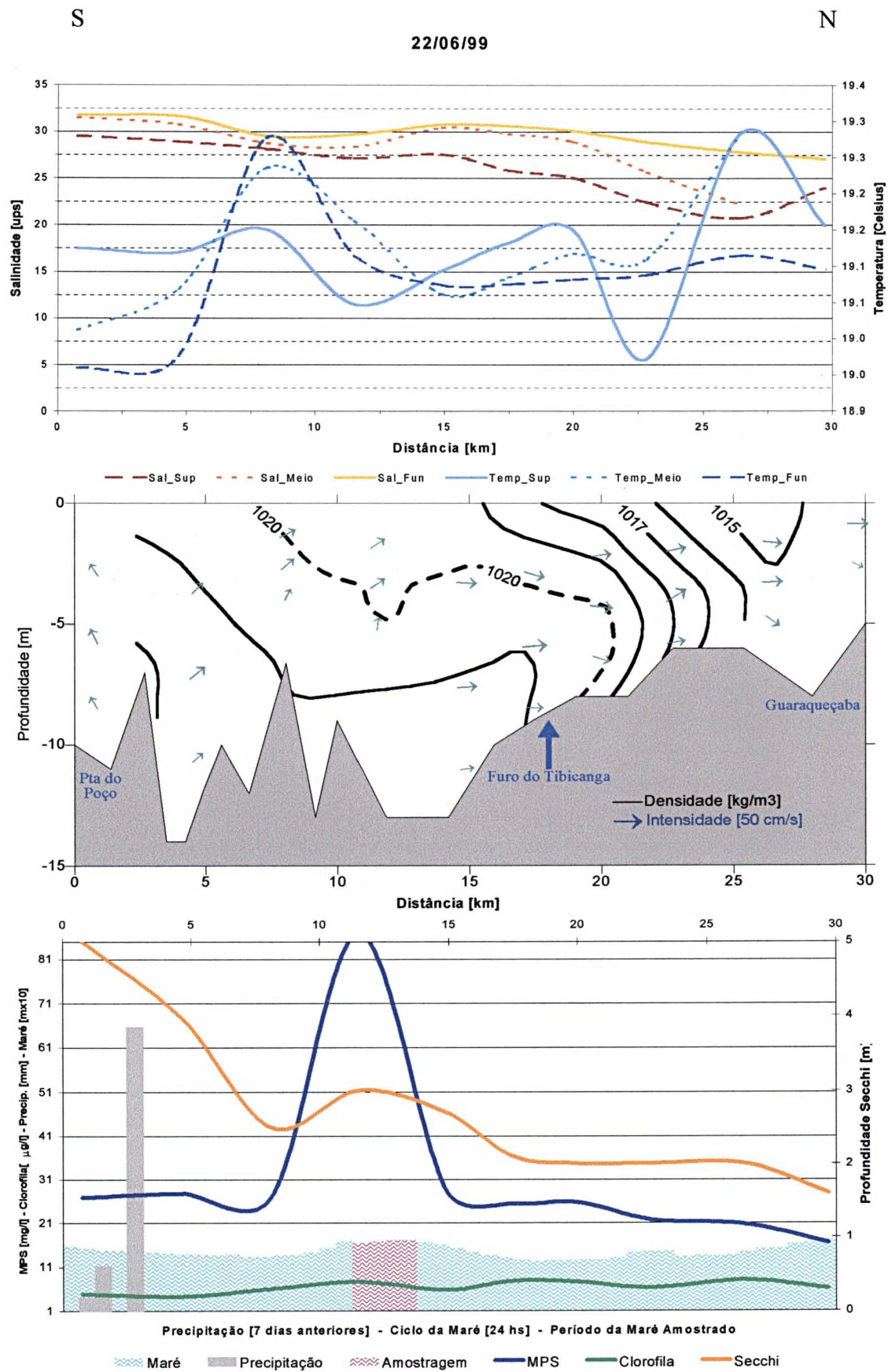
O

L

22/06/99



EIXO S – N

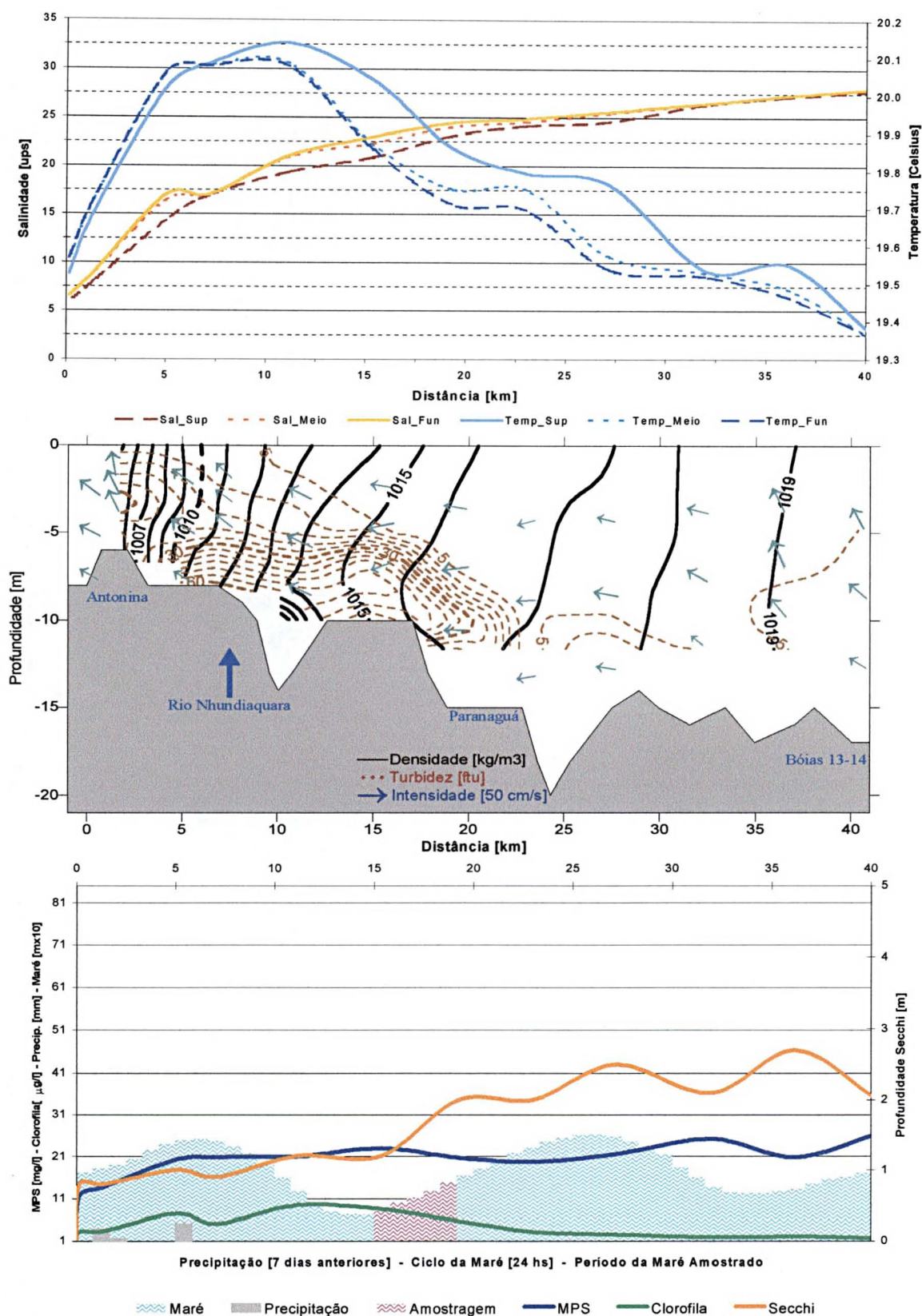


EIXO L - O

O

L

27/07/99

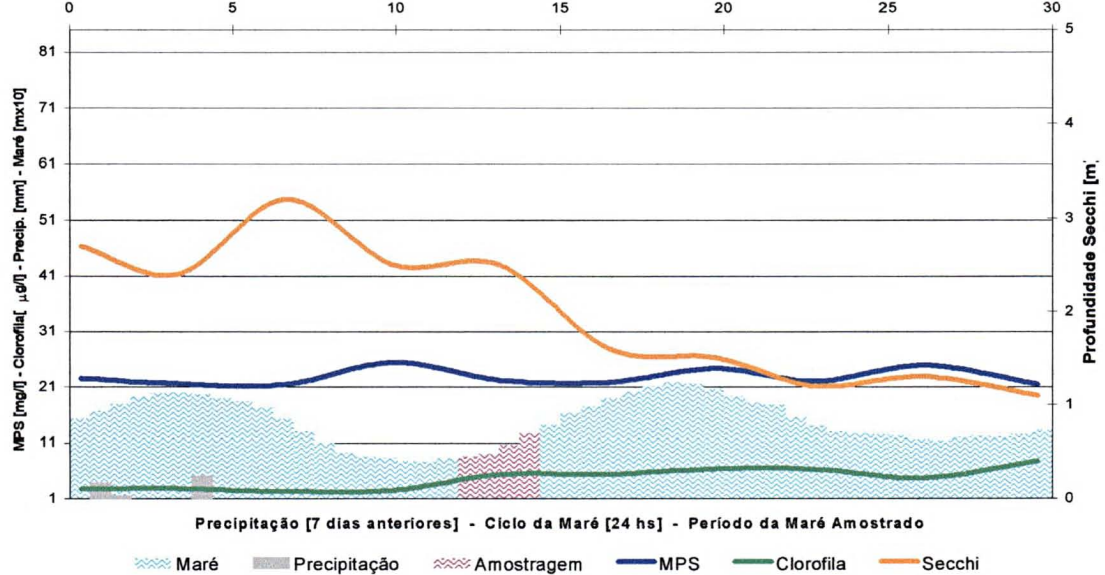
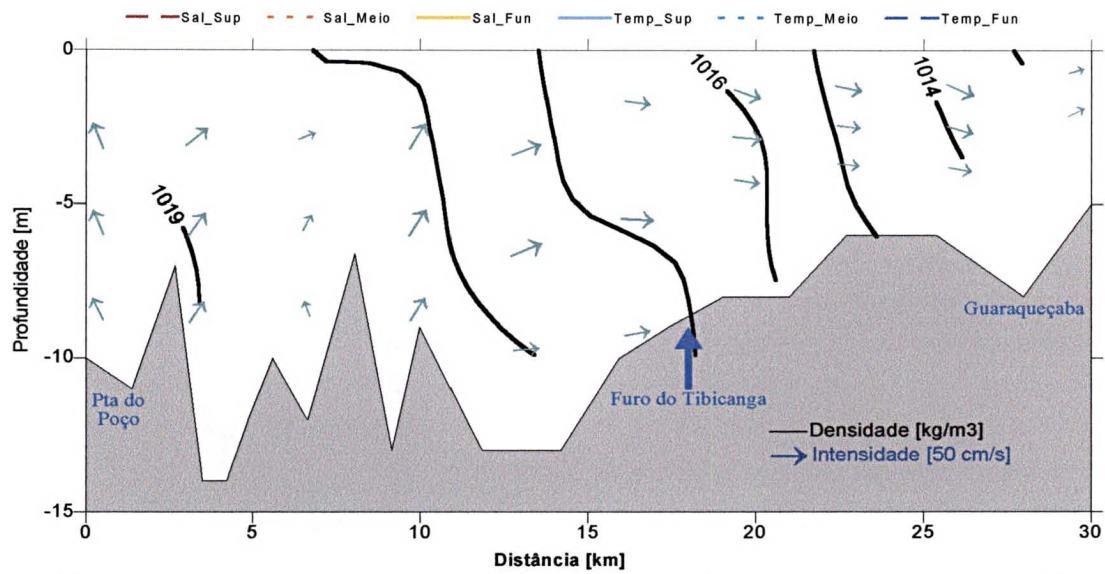
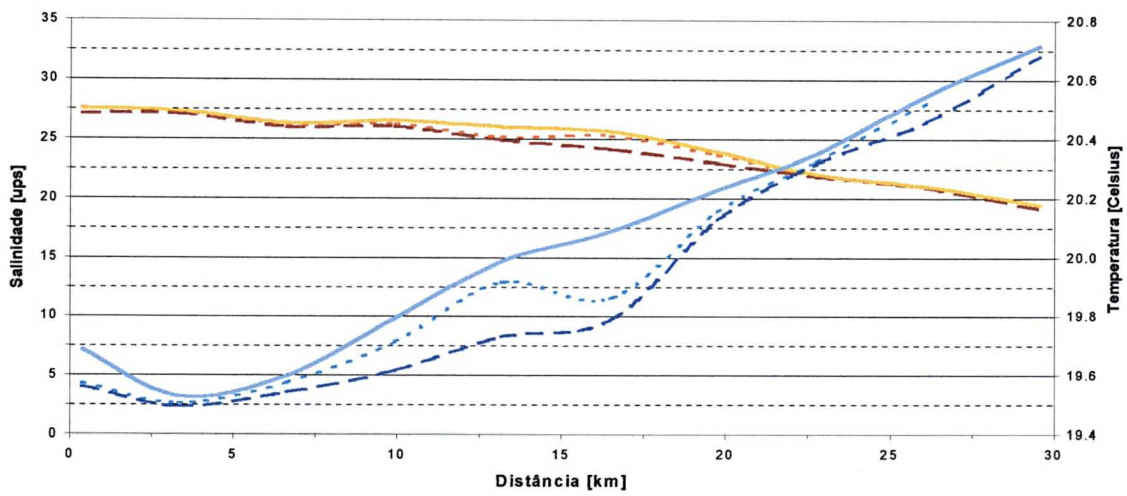


EIXO S - N

S

N

27/07/99

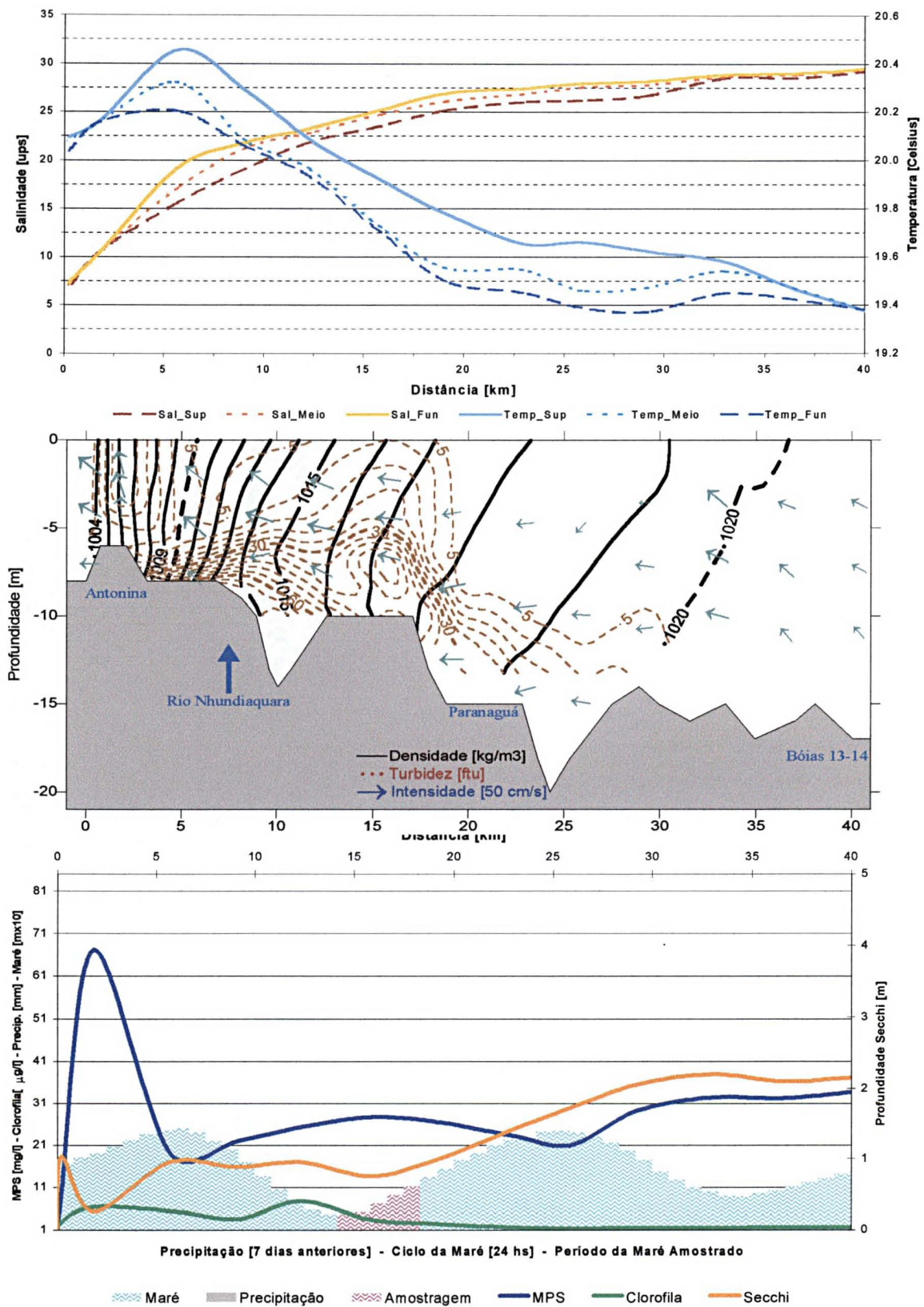


EIXO L - O

O

L

25/08/99

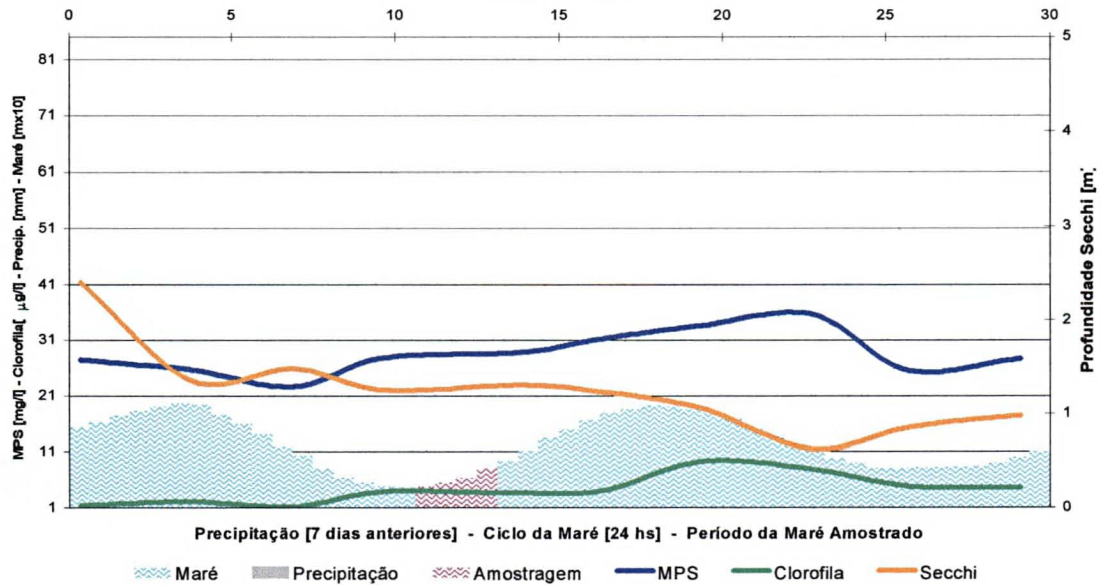
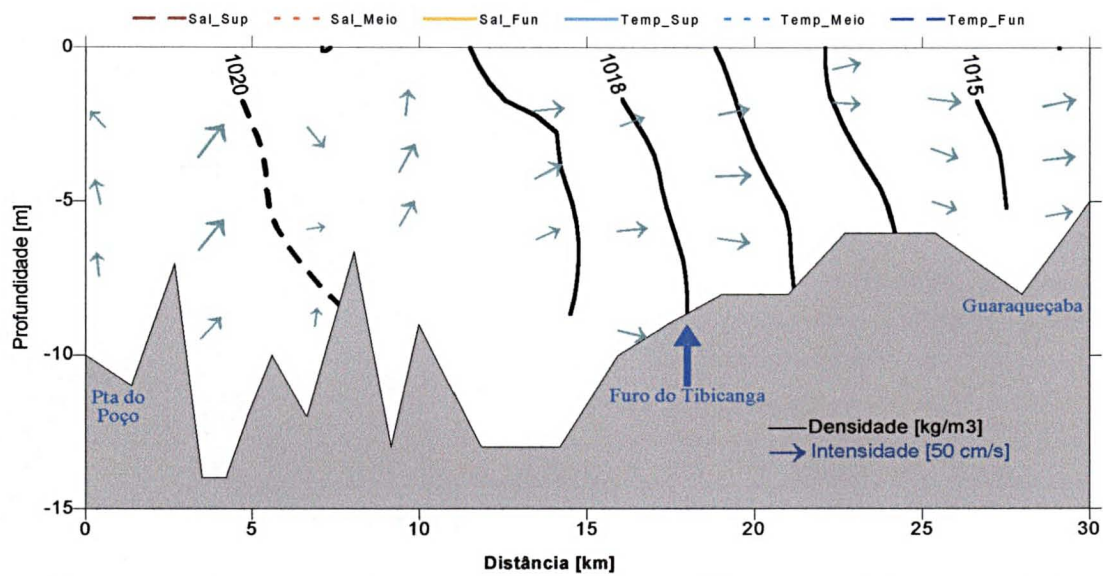
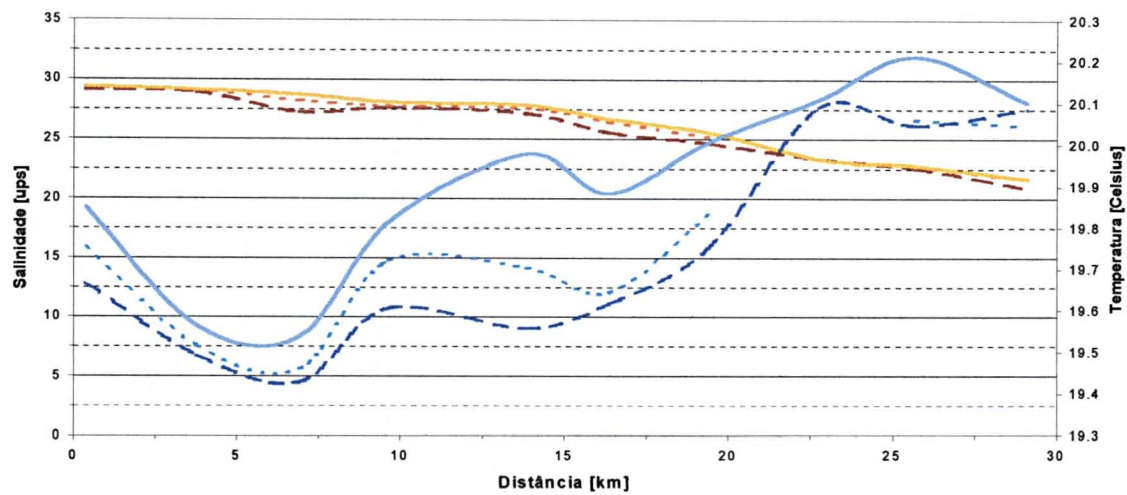


EIXO S - N

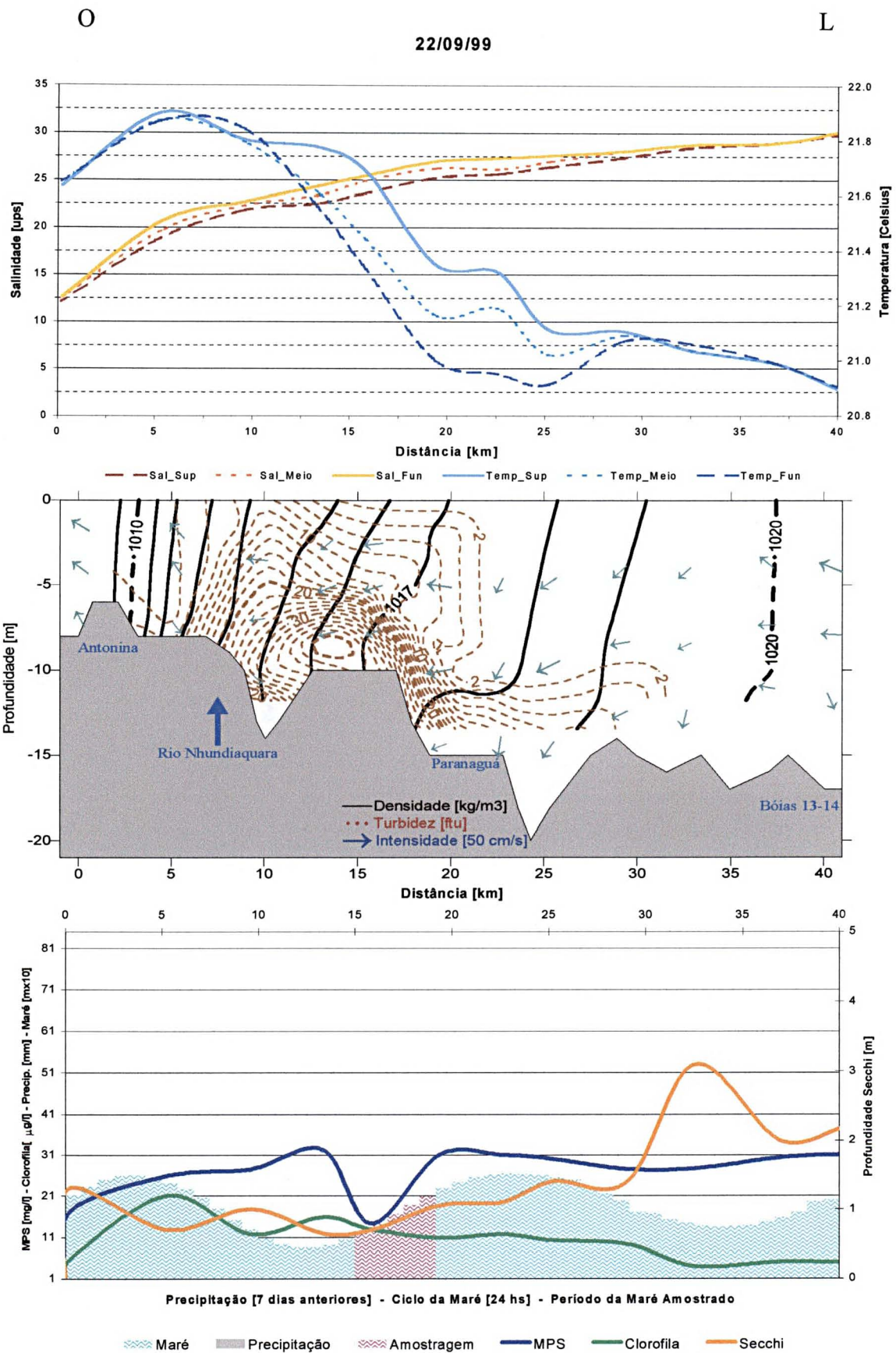
S

N

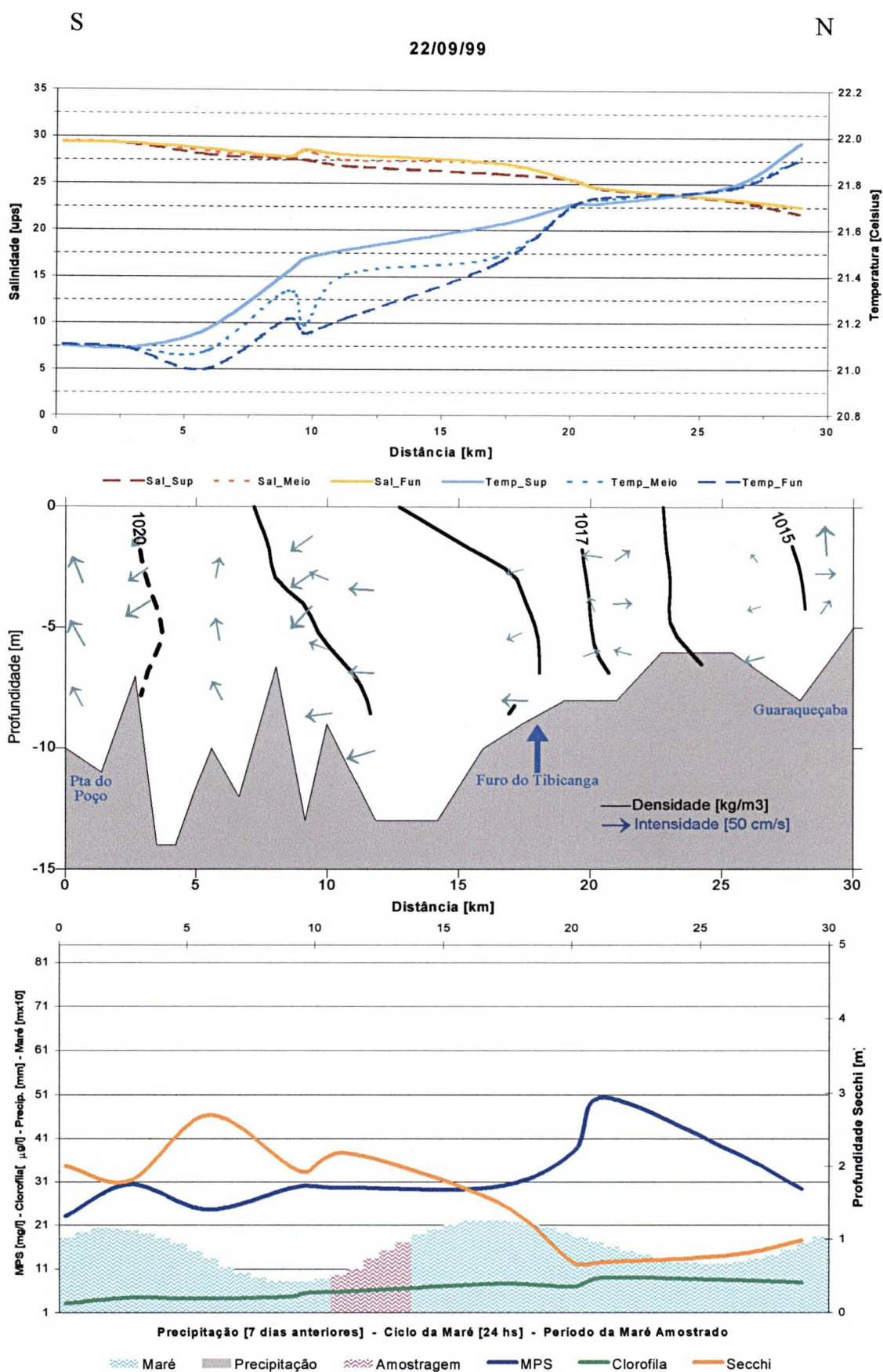
25/08/99



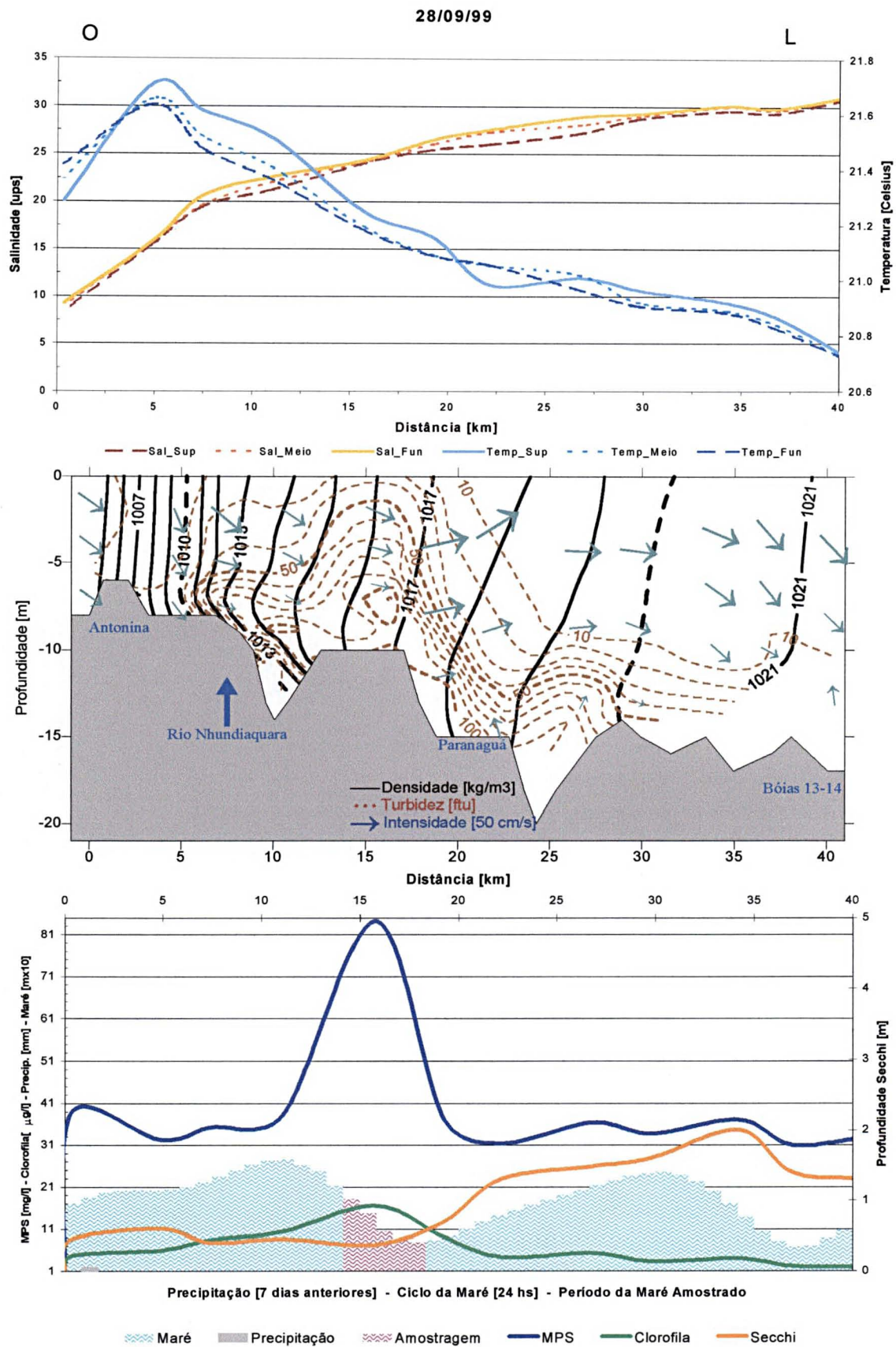
EIXO L - O



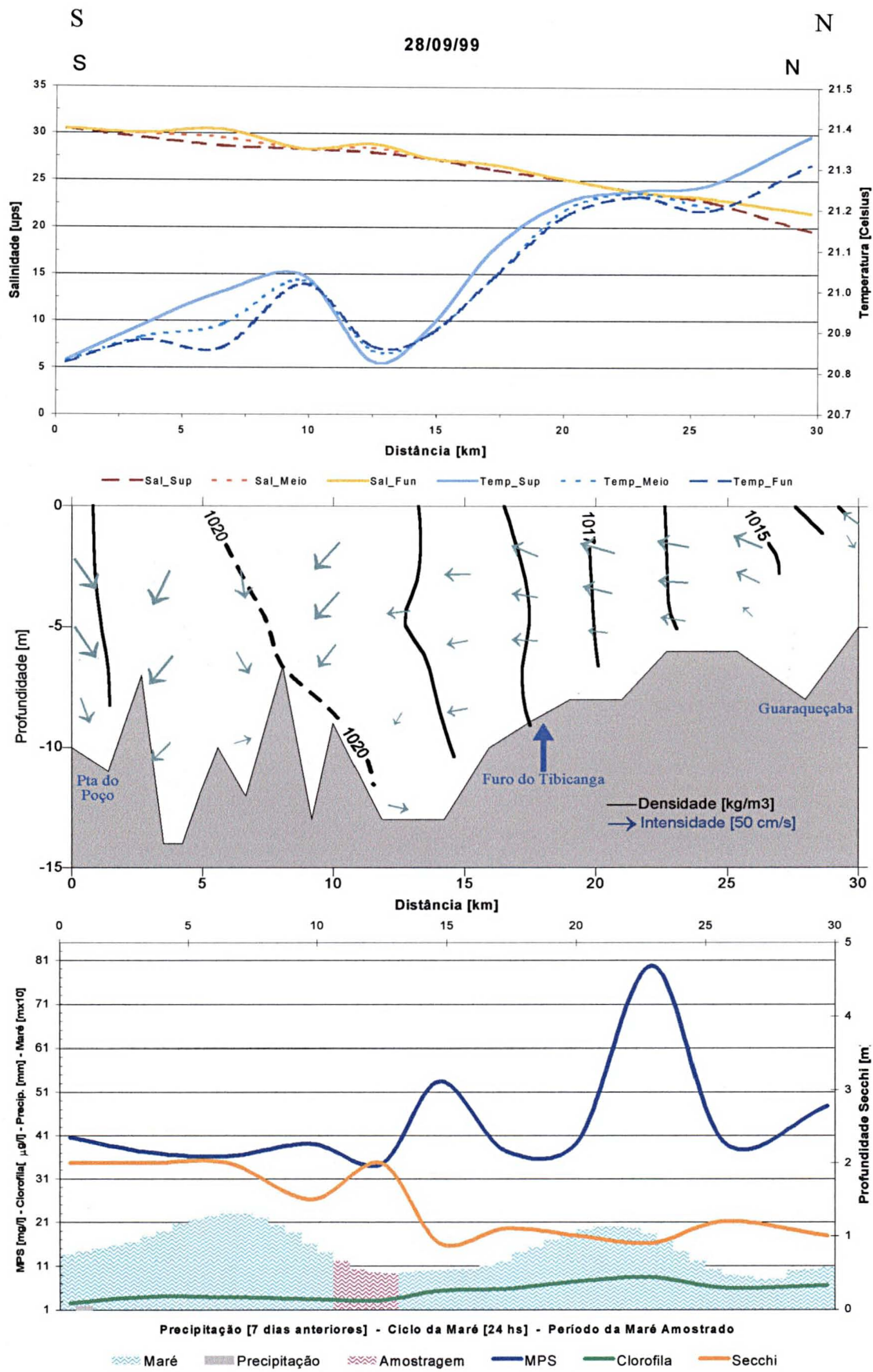
EIXO S - N



EIXO L - O



EIXO S – N

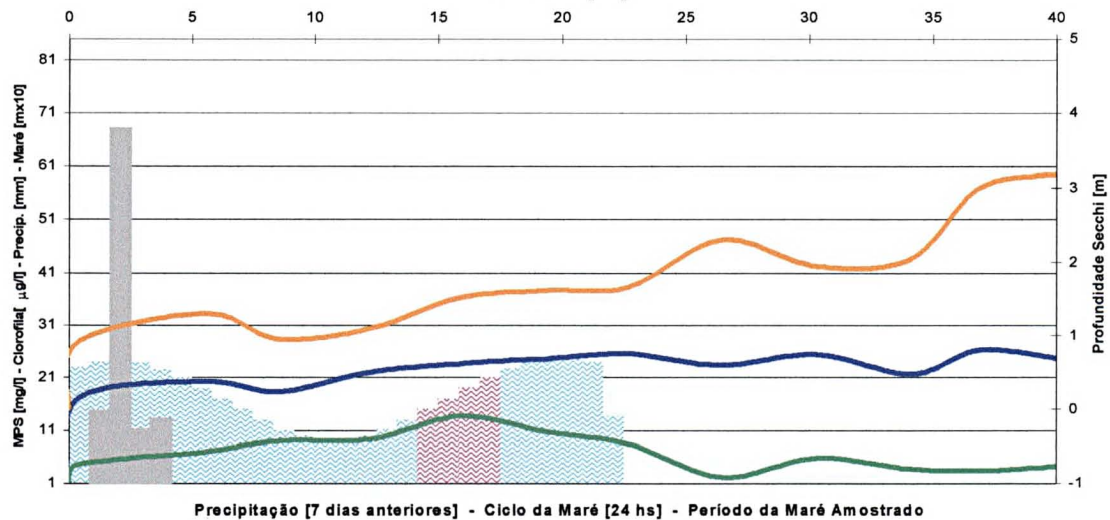
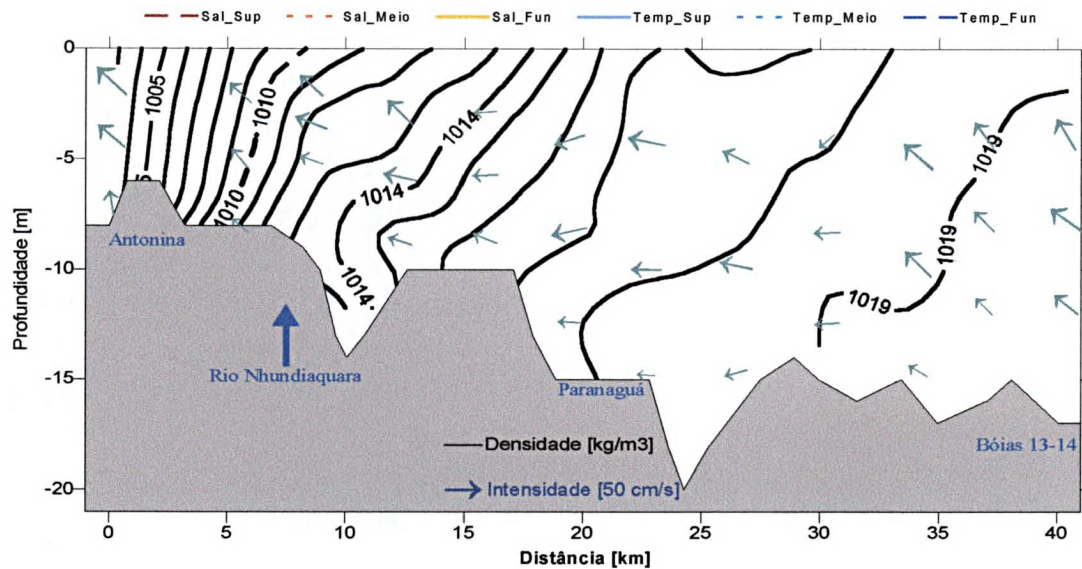
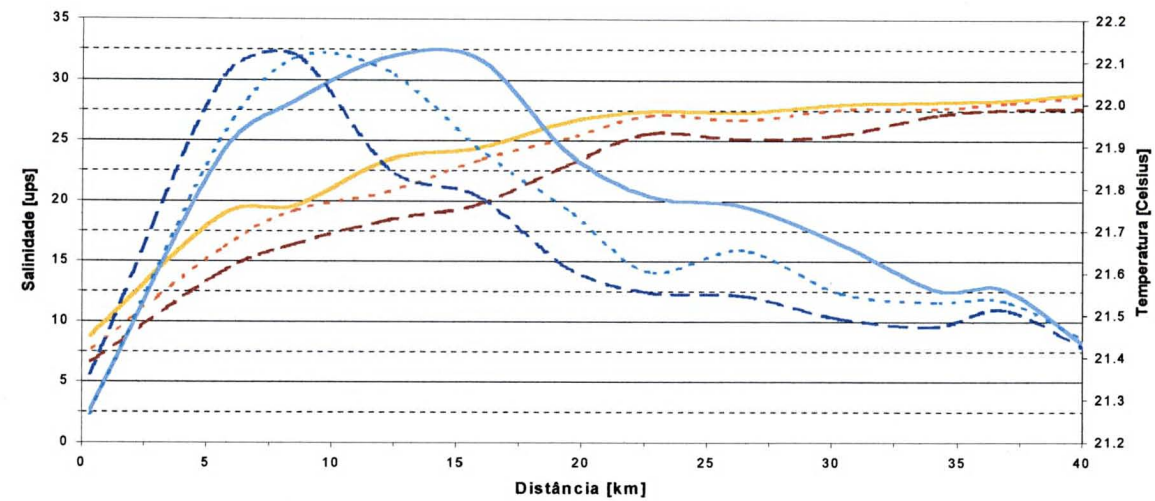


EIXO L - O

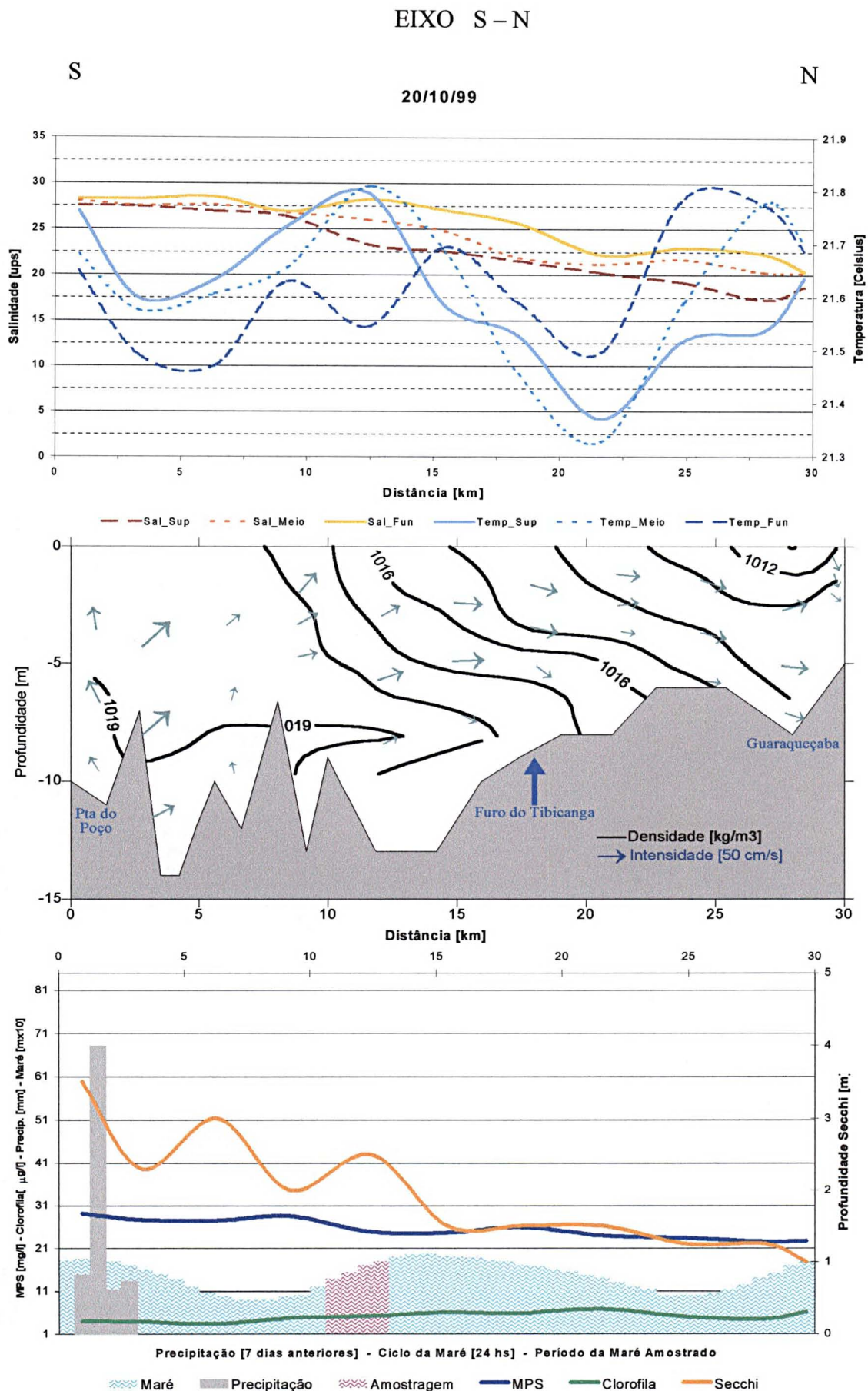
O

L

20/10/99



Maré Precipitação Amostragem MPS Clorofila Secchi

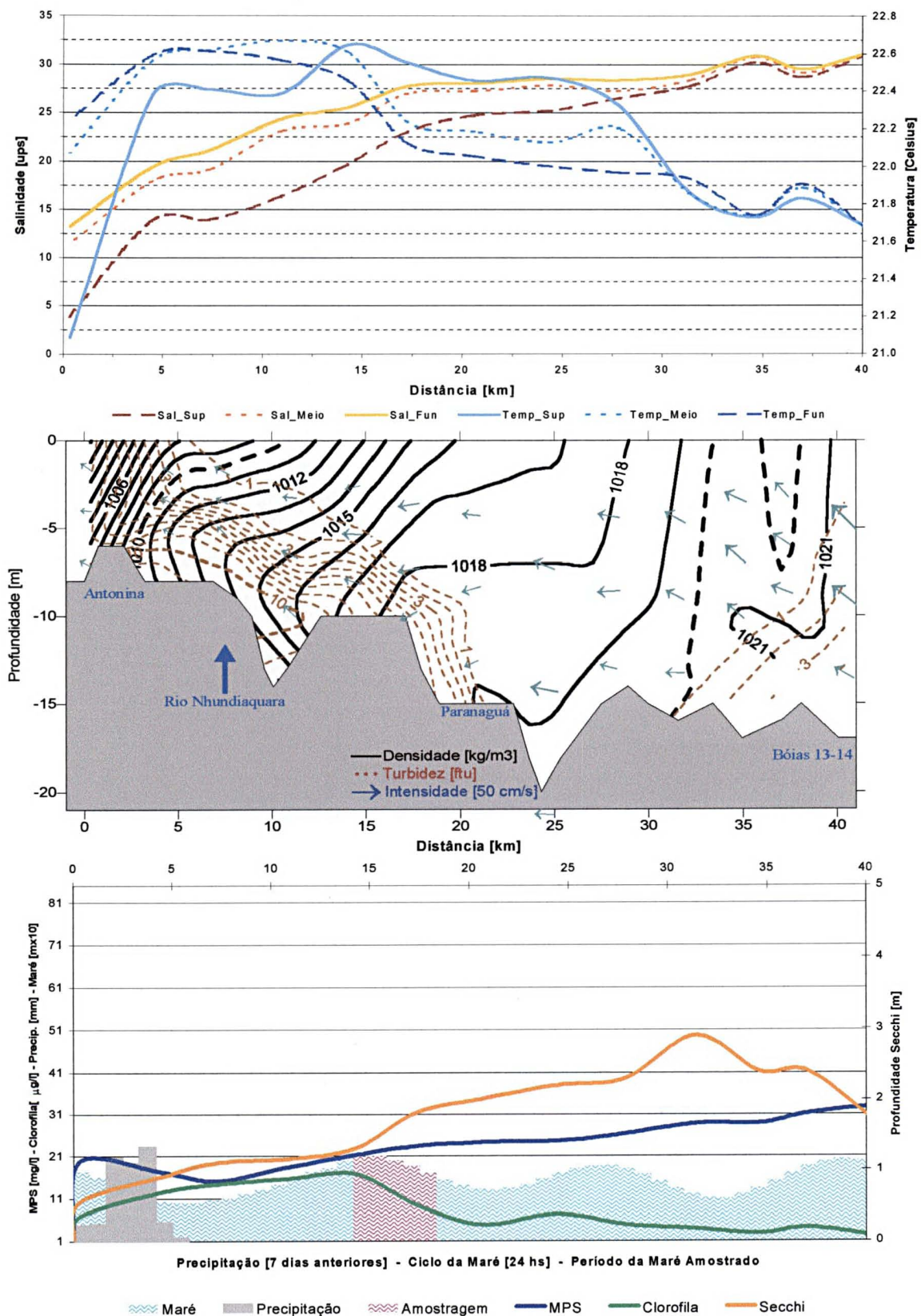


EIXO L - O

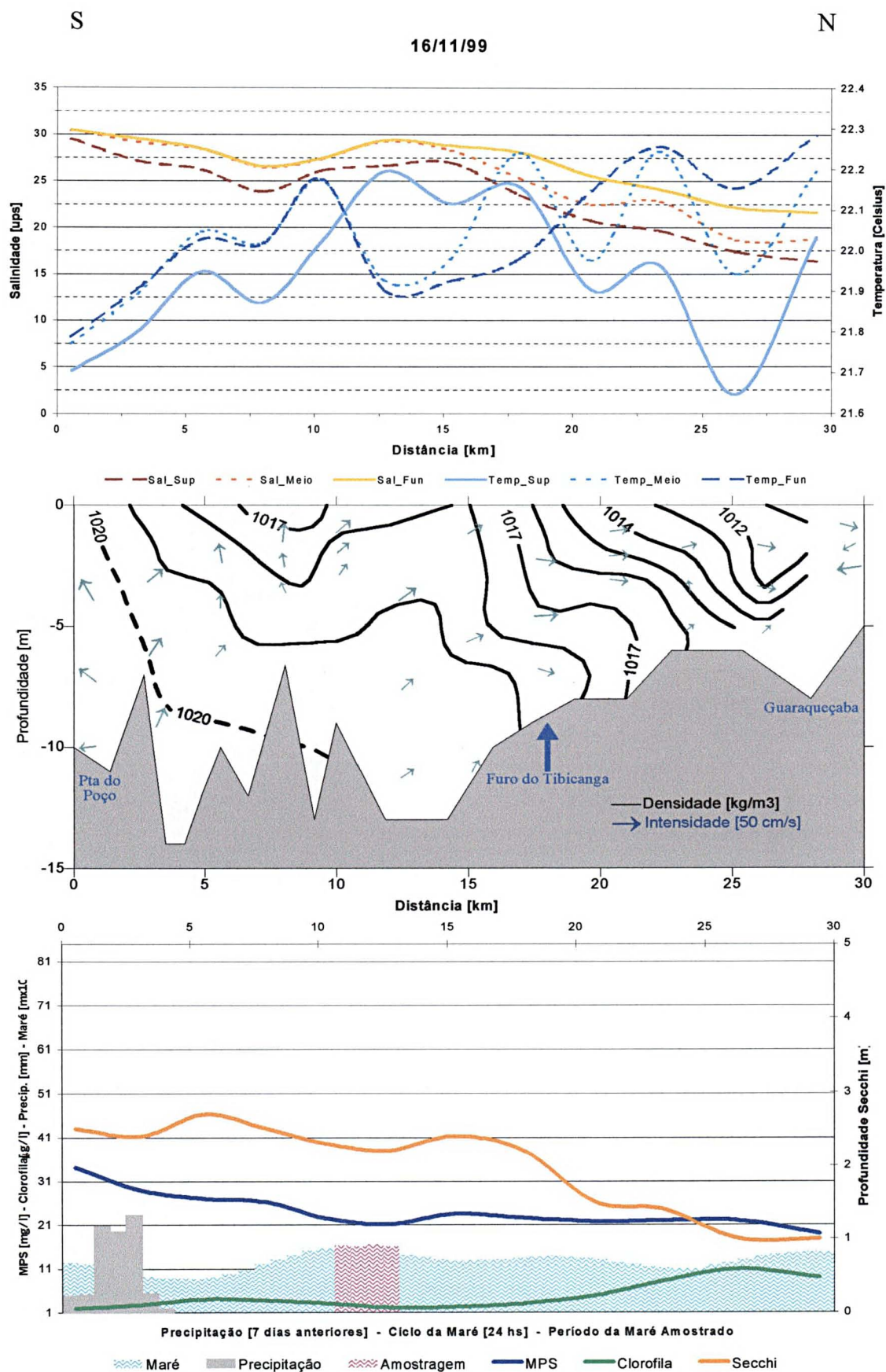
O

L

16/11/99



EIXO S – N

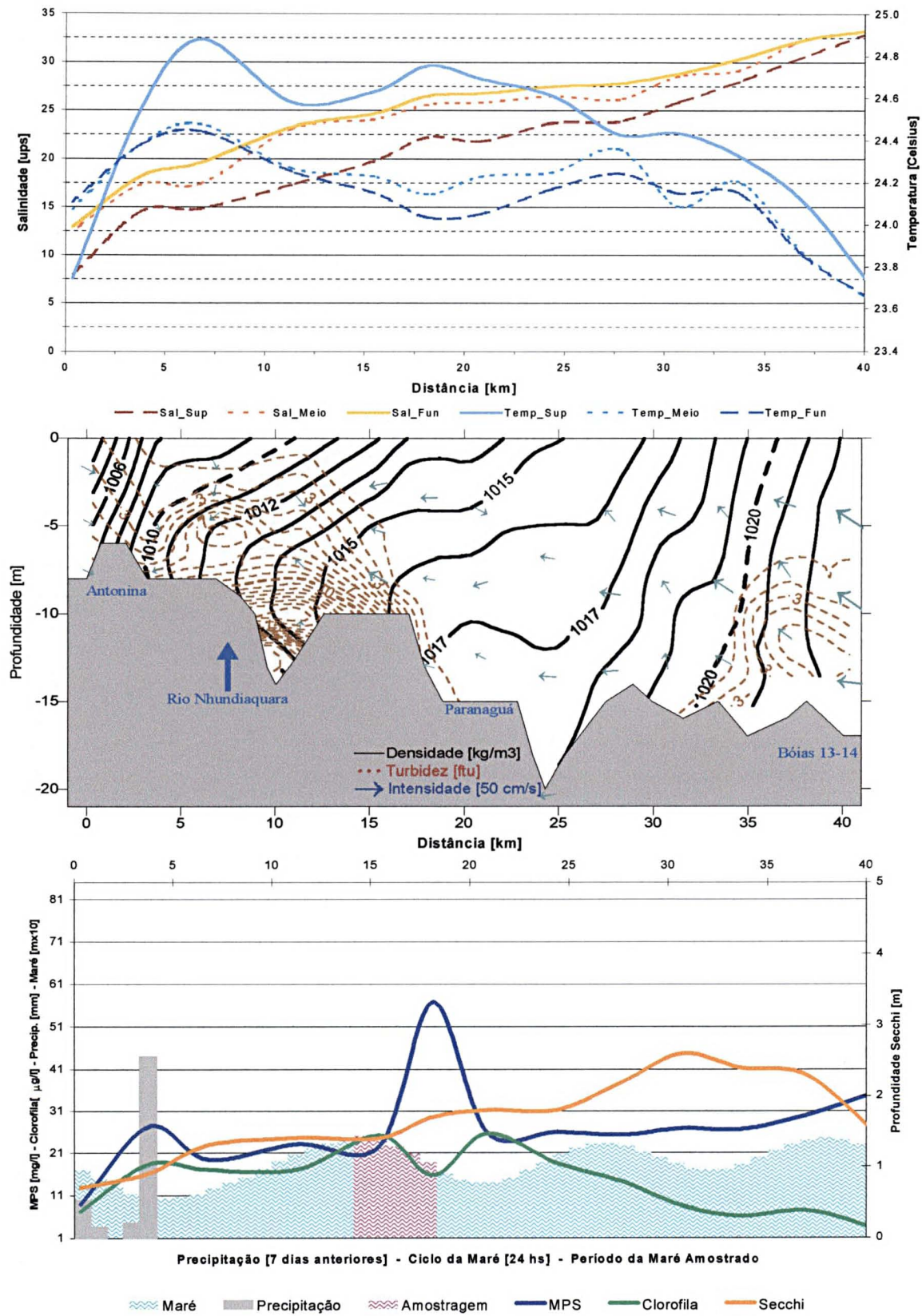


EIXO L - O

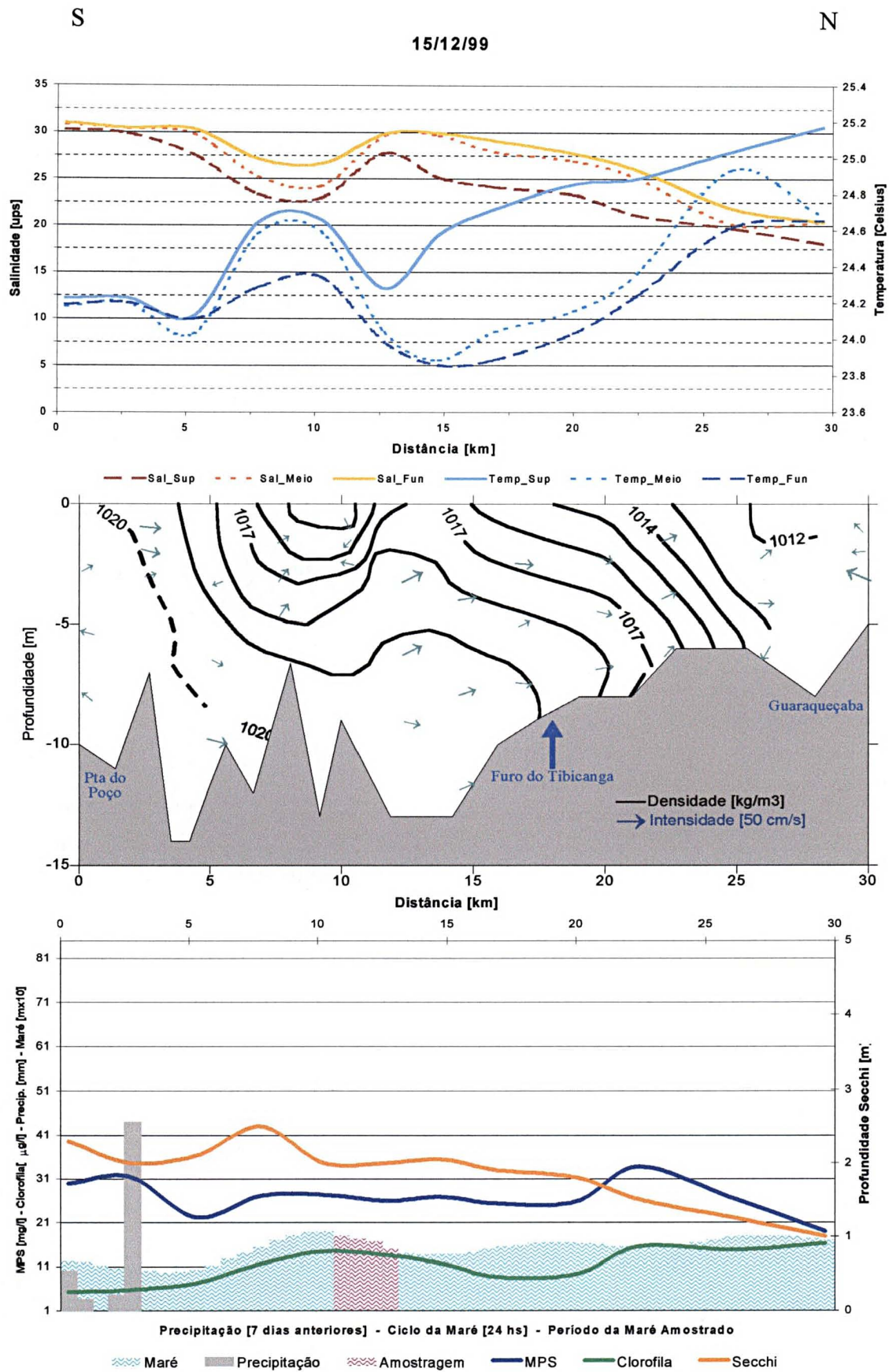
O

L

15/12/99



EIXO S - N

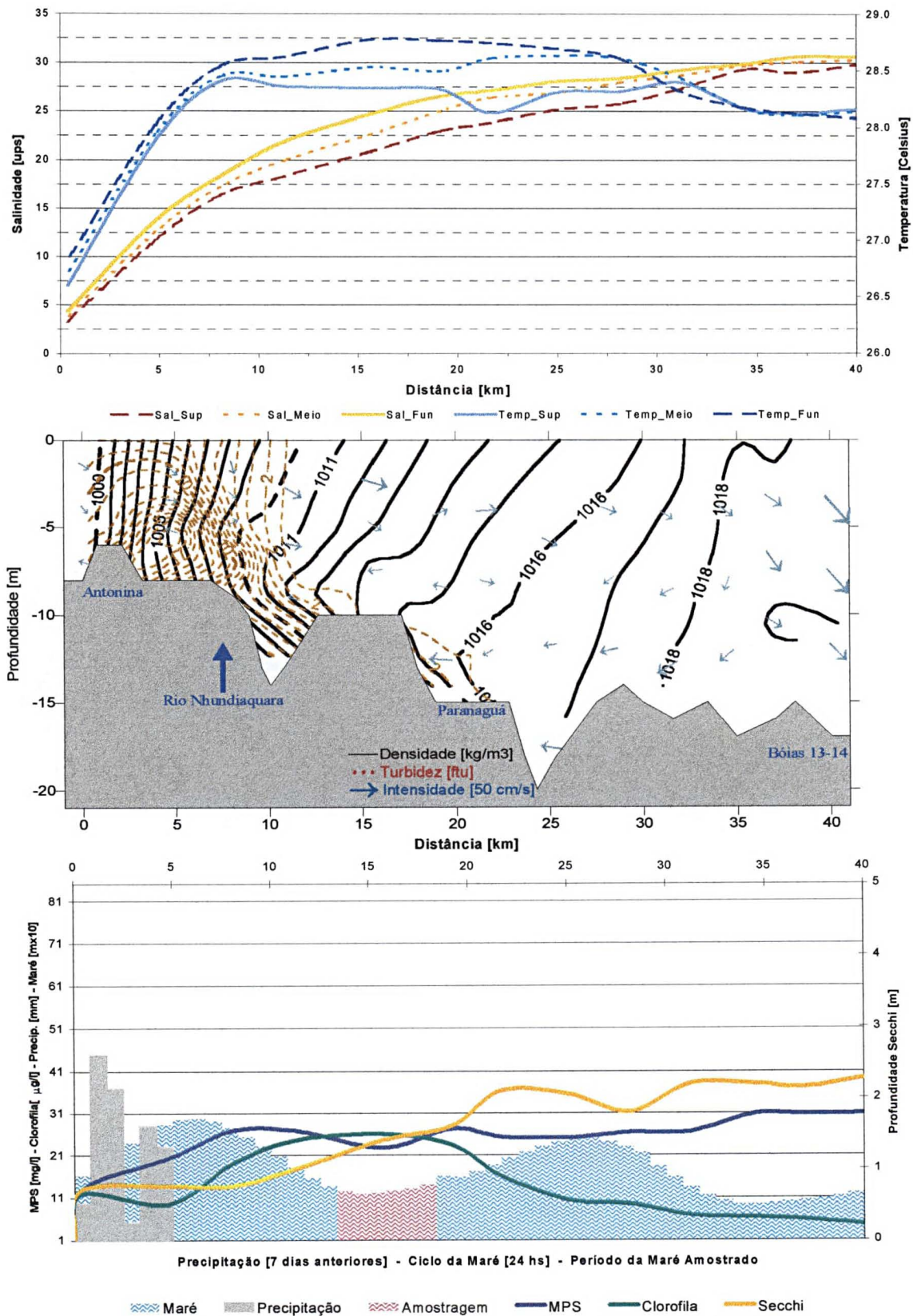


EIXO L - O

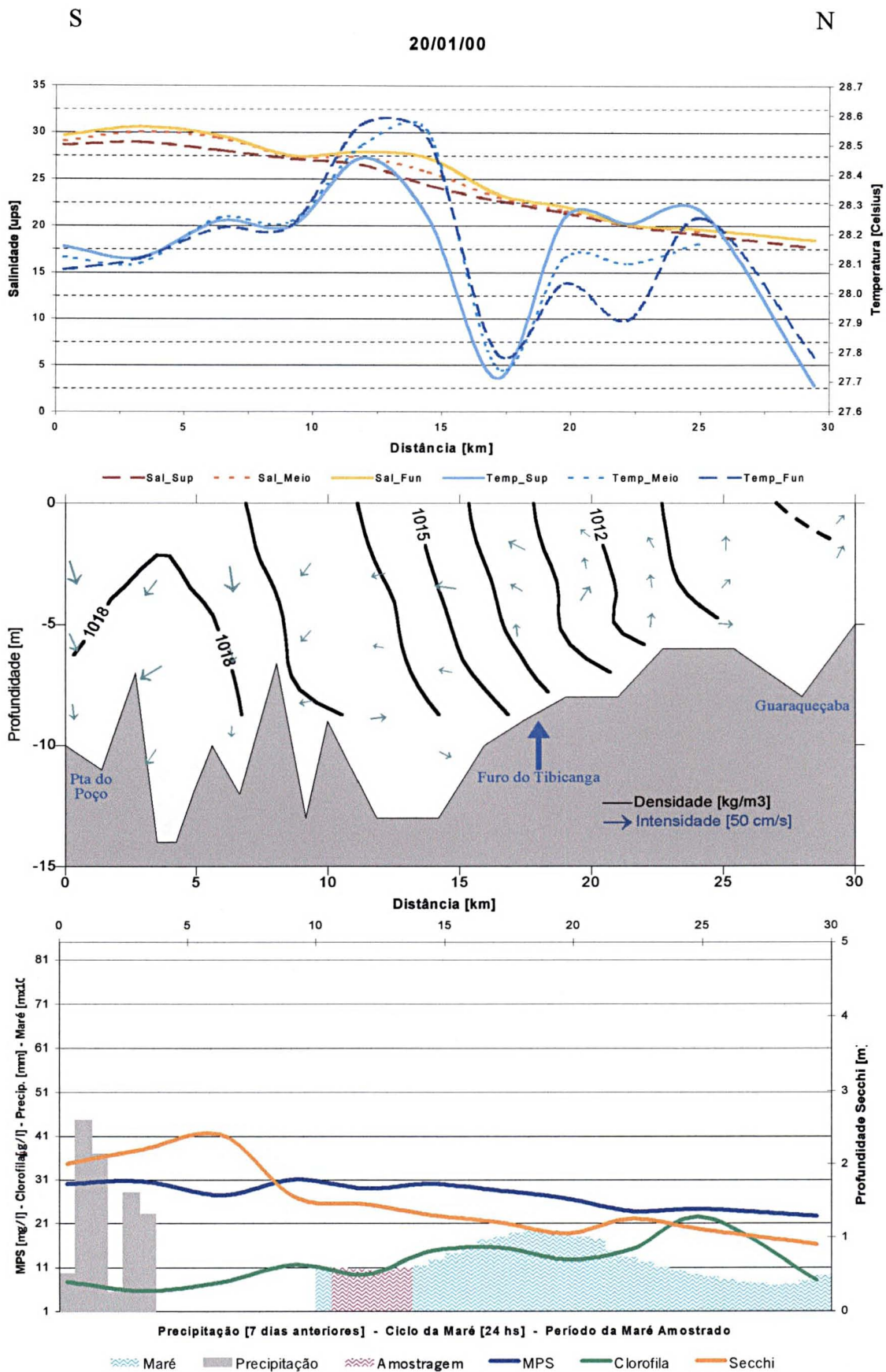
O

L

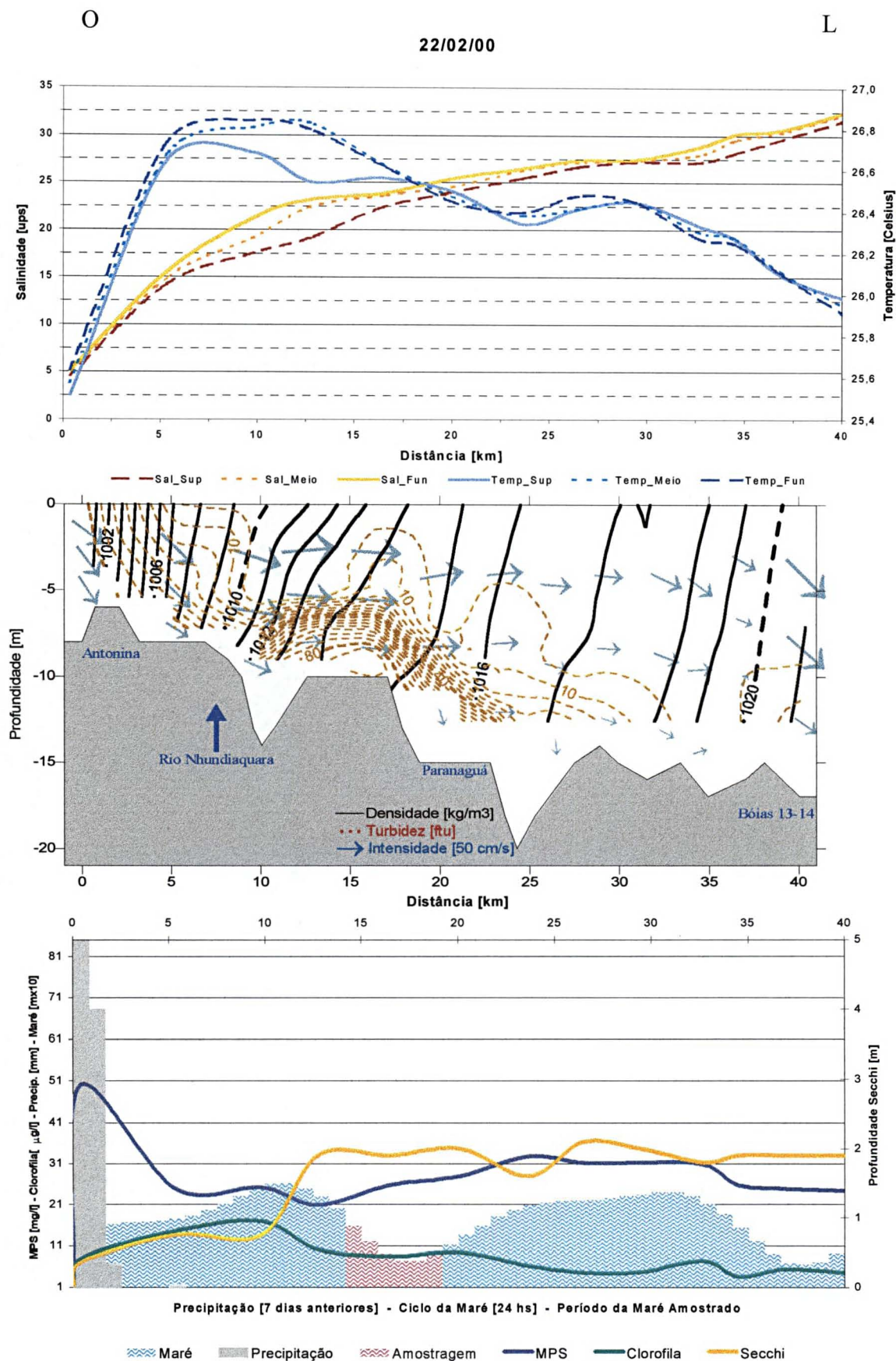
20/01/00

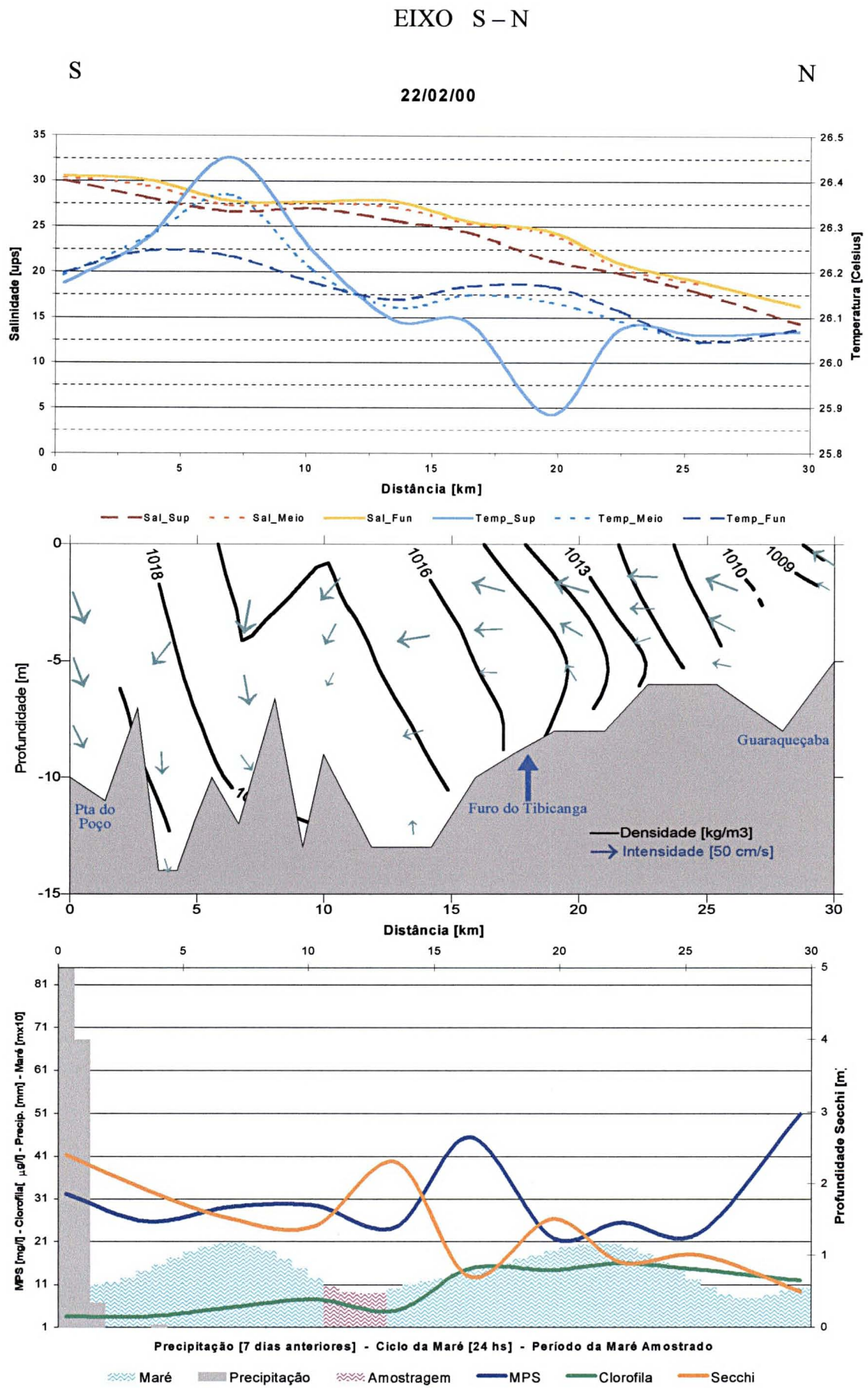


EIXO S – N



EIXO L – O



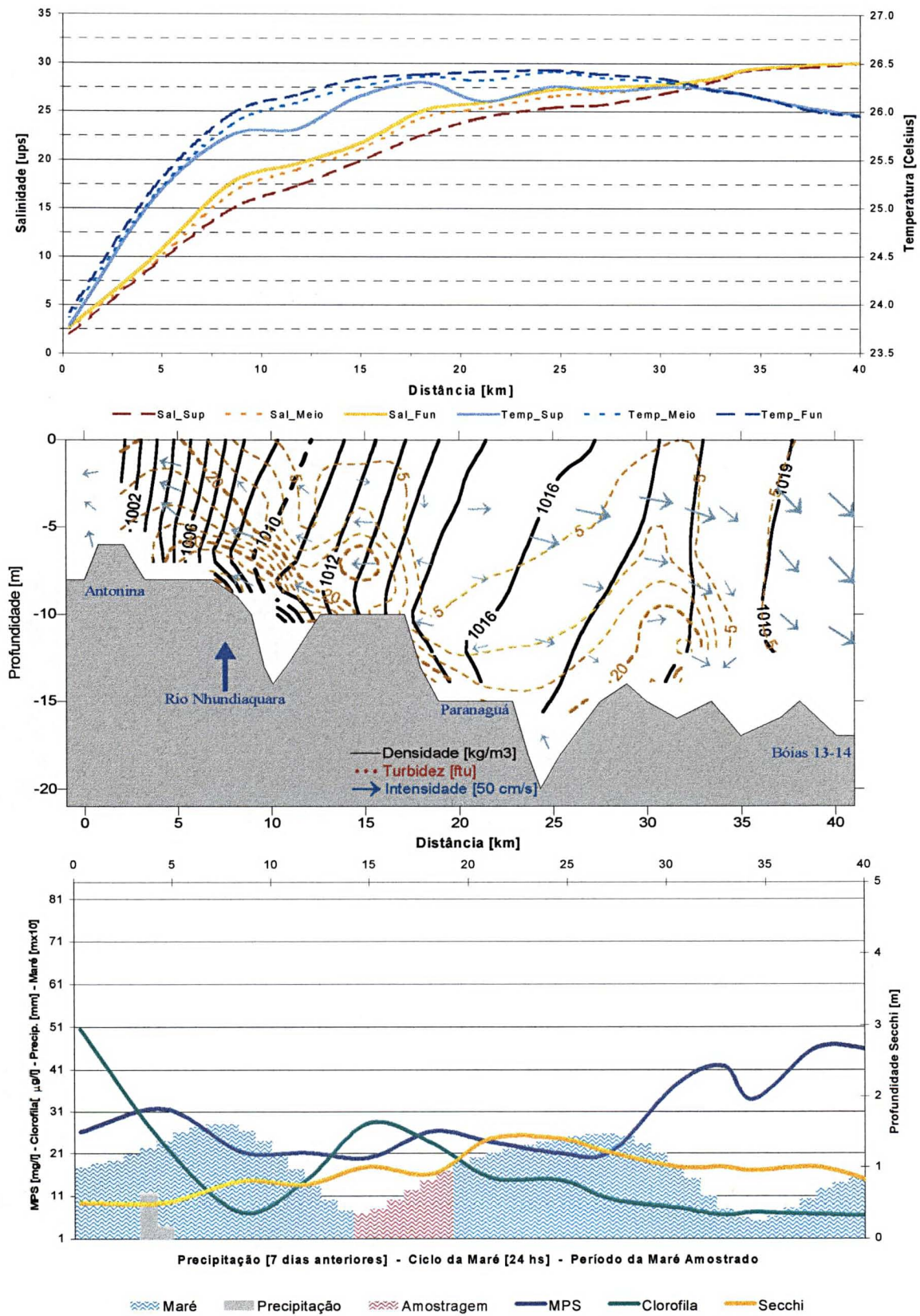


EIXO L – O

O

L

21/03/00

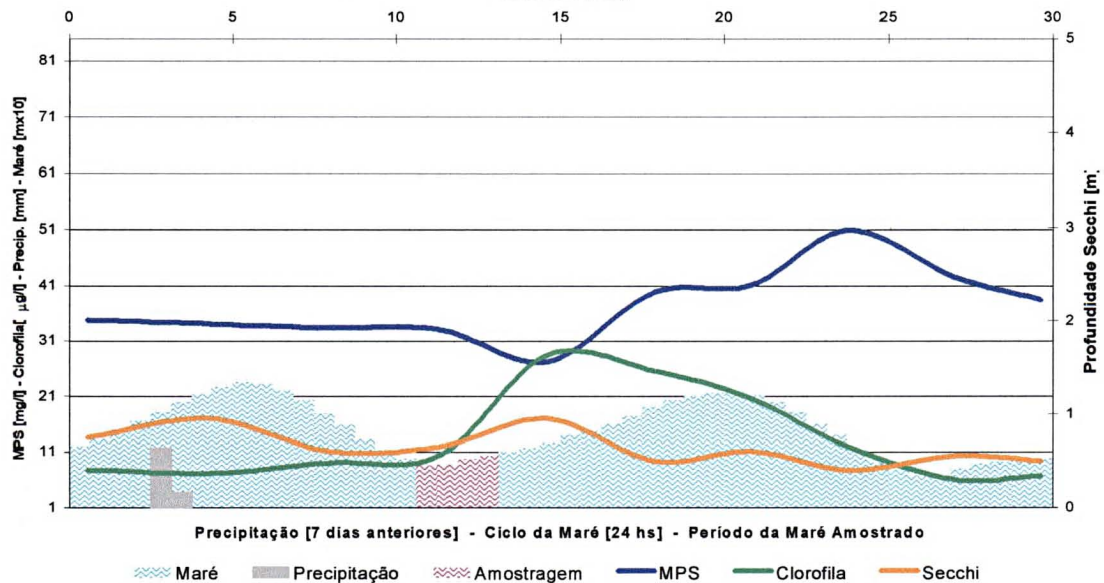
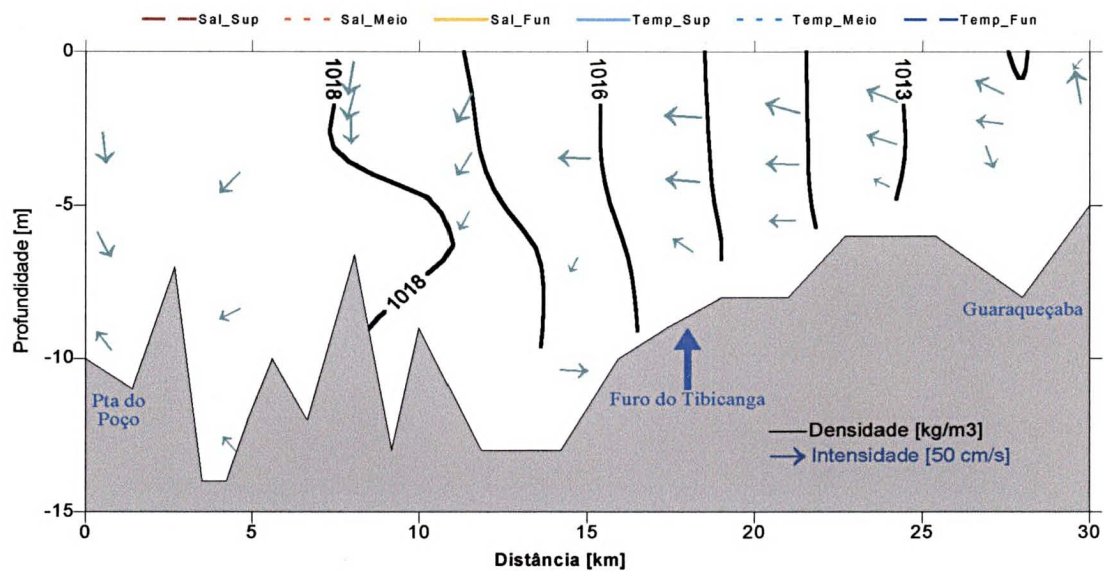
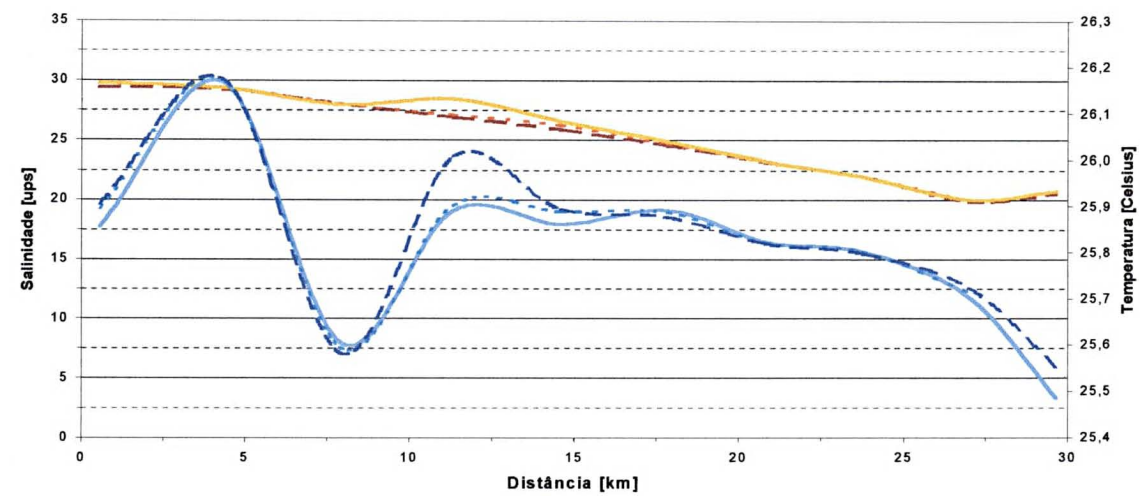


EIXO S - N

S

N

21/03/00



APÊNDICE II

Valores médios (\bar{x}) e variação (Δ) dos indicadores dinâmicos em cada campanha no eixo L-O.

Data	Salinidade <i>ups</i>		Temperatura <i>° celsius</i>		Densidade <i>kg/m³</i>		Prof. Secchi <i>m</i>		OBS <i>ftu</i>		MPS <i>mg/l</i>		Clorofila <i>µg/l</i>		Absorção 360		Intensidade <i>cm/s</i>		Precip. <i>mm</i>
	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	
20/01/98	20.1	5.9	28.3	0.4	1012.6	5.9	2.2	0.6	-	-	10.1	7.0	9.5	6.3	-	-	-	-	81.6
26/02/98	16.4	9.0	26.8	0.5	1008.9	6.6	1.0	0.5	-	-	19.8	19.3	11.2	5.4	-	-	-	-	83
30/03/98	17.0	9.7	25.1	1.0	1009.8	7.0	1.2	0.5	-	-	20.4	17.7	6.7	3.0	-	-	-	-	82.1
27/04/98	23.2	7.9	24.6	0.5	1014.6	5.8	1.6	0.4	-	-	21.9	11.7	4.1	1.1	0.018	0.006	-	-	1.7
26/05/98	24.1	7.3	23.2	0.2	1015.6	5.5	1.5	0.6	-	-	28.7	10.1	10.4	5.0	0.014	0.004	-	-	3.7
23/06/98	25.6	5.6	19.8	0.3	1017.7	4.2	1.5	0.5	-	-	24.3	7.0	7.6	1.5	0.011	0.004	-	-	57.4
02/09/98	21.7	5.1	20.9	0.2	1014.5	3.9	1.9	0.6	-	-	22.8	2.4	11.9	4.2	0.018	0.002	-	-	3.3
02/10/98	17.1	7.3	19.7	0.5	1011.2	5.4	1.2	0.5	1.2	1.1	23.5	2.0	4.9	2.2	0.037	0.020	26.5	13.7	68.4
06/11/98	17.5	6.8	23.9	0.4	1010.5	5.2	0.8	0.5	26.2	23.3	33.2	23.3	20.2	17.4	0.019	0.007	41.1	11.1	1
22/12/98	27.6	3.8	26.5	1.0	1017.4	3.2	1.4	0.6	6.2	9.4	30.1	5.6	10.1	5.6	0.015	0.007	23.9	14.3	38.2
26/01/99	18.1	7.6	28.1	0.7	1009.7	5.7	0.9	0.4	5.4	8.1	19.3	3.2	19.7	13.5	0.059	0.032	20.0	6.3	27.1
23/02/99	22.7	5.8	27.4	0.4	1013.4	4.3	1.6	0.4	4.0	6.1	27.9	2.0	27.0	10.9	0.035	0.012	26.6	11.0	49.3
23/03/99	20.4	8.5	27.5	0.6	1011.7	6.3	1.5	0.4	20.0	37.9	31.9	11.4	14.9	8.6	0.031	0.021	31.6	17.6	211.8
28/04/99	24.1	5.6	23.3	0.3	1015.6	4.2	1.5	0.7	11.1	15.0	32.5	7.7	12.8	7.9	0.020	0.003	51.7	9.9	16.5
18/05/99	24.1	7.2	22.3	0.3	1015.9	5.4	1.9	0.4	4.8	4.4	18.9	5.9	7.0	2.0	0.016	0.004	32.5	10.2	31.2
22/06/99	27.7	3.9	19.0	0.1	1019.4	3.0	3.3	0.9	0.9	1.5	28.0	18.4	5.0	2.9	0.014	0.004	29.3	7.9	81.0
27/07/99	20.4	7.2	19.7	0.3	1013.8	5.5	1.6	0.7	13.2	11.7	20.4	4.1	4.5	2.7	0.018	0.009	40.3	8.2	10.4
25/08/99	22.9	7.2	19.8	0.3	1015.6	5.5	1.3	0.6	13.6	14.7	28.4	13.4	3.1	2.1	0.015	0.005	36.5	11.0	0
22/09/99	24.8	4.9	21.3	0.4	1016.7	3.8	1.4	0.7	7.9	8.5	27.2	5.7	10.3	5.0	0.013	0.004	30.0	7.7	0
28/09/99	24.2	6.7	21.1	0.3	1016.3	5.1	1.0	0.6	33.6	26.4	39.0	14.5	6.3	4.2	0.014	0.004	56.8	14.4	1.8
20/10/99	22.9	6.3	21.7	0.3	1015.2	4.7	1.8	0.7	-	-	22.7	3.0	6.8	3.5	0.017	0.005	40.8	9.6	107.7
16/11/99	24.3	6.3	22.2	0.4	1016.1	4.8	1.7	0.7	2.3	3.2	24.0	5.5	8.1	5.1	0.026	0.014	30.6	13.8	80.4
15/12/99	24.0	6.3	24.2	0.3	1015.3	4.8	1.7	0.6	2.1	2.9	27.2	10.8	14.2	7.1	0.025	0.008	22.1	13.6	62.2
20/01/00	23.0	7.8	28.2	0.5	1013.4	5.8	1.6	0.6	2.5	5.0	25.5	4.9	13.4	7.6	0.022	0.014	24.7	15.8	147.6
22/02/00	23.7	7.4	26.4	0.3	1014.5	5.5	1.6	0.6	18.8	19.1	28.9	7.2	7.9	4.0	0.027	0.009	65.6	25.8	207.7
21/03/00	22.5	8.3	25.9	0.7	1013.7	6.1	0.9	0.3	13.3	9.4	-	-	15.9	12.3	0.017	0.010	36.3	17.6	18.0

Valores médios (\bar{x}) e variação (Δ) dos indicadores dinâmicos em cada campanha no eixo S-N.

Data	Salinidade <i>ups</i>		Temperatura <i>° celsius</i>		Densidade <i>kg/m³</i>		Prof. Secchi <i>m</i>		OBS <i>ftu</i>		MPS <i>mg/l</i>		Clorofila <i>µg/l</i>		Absorção 360		Intensidade <i>cm/s</i>		Precip. <i>mm</i>
	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	\bar{x}	Δ	
26/02/98	17.8	5.8	27.2	0.1	1009.8	4.3	0.7	0.3	-	-	22.6	5.4	20.1	9.6	-	-	-	-	83
30/03/98	20.2	4.9	25.3	0.3	1012.2	3.6	0.9	0.2	-	-	19.8	5.4	11.4	10.7	-	-	-	-	82.1
27/04/98	26.2	3.8	24.7	0.1	1016.8	2.8	1.5	0.3	-	-	36.9	4.8	6.8	2.0	-	-	-	-	1.7
30/07/98	26.0	2.7	19.7	0.2	1018.1	2.1	1.6	0.4	-	-	28.3	4.5	4.9	1.2	0.045	0.006	-	-	1.7
01/09/98	22.5	3.1	20.6	0.2	1015.2	2.3	2.7	0.4	-	-	25.9	4.7	7.2	2.0	0.077	0.025	-	-	3.3
01/10/98	17.9	5.5	19.6	0.2	1012.1	3.7	1.5	0.6	0.6	0.7	27.9	5.7	5.5	1.5	0.103	0.042	28.7	11.0	76.6
04/11/98	21.9	3.4	22.9	0.4	1014.1	2.6	1.2	0.3	8.1	5.4	29.7	10.6	9.6	4.2	0.066	0.008	39.7	6.5	8.9
22/12/98	27.8	2.9	26.9	0.6	1017.4	2.3	2.6	0.4	-	-	30.0	2.6	7.3	1.3	0.040	0.012	26.4	11.5	38.2
26/01/99	21.2	4.3	28.3	0.5	1012.1	3.4	1.8	0.4	-	-	20.3	1.5	11.9	4.8	0.148	0.115	24.2	8.2	27.1
23/02/99	21.3	4.3	27.5	0.1	1012.3	3.2	1.2	0.4	-	-	28.4	5.9	15.0	3.3	0.117	0.050	31.0	12.4	49.3
23/03/99	22.1	4.7	27.4	0.2	1012.9	3.5	1.3	0.3	-	-	29.6	6.0	11.5	3.4	0.085	0.022	45.3	17.8	211.8
28/04/99	24.2	3.5	23.3	0.3	1015.7	2.6	1.9	0.9	-	-	32.7	4.8	7.1	2.7	0.130	0.225	26.4	12.5	16.5
18/05/99	26.2	3.3	22.2	0.2	1017.5	2.4	2.0	0.6	-	-	25.9	5.5	13.2	6.9	0.052	0.011	23.7	13.3	31.2
22/06/99	28.1	2.4	19.1	0.1	1019.3	2.3	2.7	1.1	-	-	30.7	20.1	6.5	1.3	0.042	0.012	26.6	6.0	81.0
27/07/99	24.5	2.6	20.0	0.4	1016.8	2.1	2.0	0.7	-	-	22.8	1.5	4.6	1.9	0.051	0.007	33.4	9.6	10.4
25/08/99	26.1	2.8	19.8	0.2	1018.1	2.2	1.3	0.5	-	-	28.6	3.9	4.3	2.6	0.037	0.006	37.2	10.8	0
22/09/99	26.6	2.4	21.4	0.3	1018.0	1.9	1.6	0.7	-	-	32.0	7.6	6.2	2.0	0.040	0.006	38.2	14.3	0
28/09/99	26.8	3.0	21.0	0.2	1018.3	2.3	1.4	0.5	-	-	44.1	13.0	5.1	1.9	0.040	0.011	50.5	17.2	1.8
20/10/99	24.2	3.3	21.6	0.1	1016.1	2.5	1.9	0.8	-	-	25.5	2.4	5.1	1.1	0.061	0.018	39.6	14.4	107.7
16/11/99	25.4	3.7	22.0	0.2	1016.9	2.8	2.0	0.6	-	-	24.2	4.2	4.7	3.0	0.037	0.015	25.7	9.0	80.4
15/12/99	26.2	3.7	24.4	0.3	1016.9	2.8	1.9	0.4	-	-	26.7	3.9	11.1	3.9	0.085	0.028	21.5	9.4	62.2
20/01/00	24.8	4.2	28.2	0.2	1014.7	3.1	1.5	0.5	-	-	27.6	3.0	11.8	4.8	0.070	0.019	21.0	10.5	147.6
22/02/00	24.7	4.6	26.2	0.1	1015.2	3.4	1.4	0.6	-	-	30.8	9.8	9.6	5.0	0.085	0.021	49.2	9.9	207.7
21/03/00	25.3	3.5	25.8	0.2	1015.8	2.6	0.6	0.2	-	-	-	-	13.4	8.3	0.055	0.011	38.1	11.6	18.0